ÜBER DIE ENERGIEVERHÄLTNISSE DES BRIENZERSEES

Inaugural-Dissertation
der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern
zur Erlangung der Doktorwürde

Vorgelegt von

Fritz Hofer
von Lauperswil

1952 · AG. Buchdruckerei B. Fischer, Münsingen

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546613_0032

ÜBER DIE ENERGIEVERHÄLTNISSE DES BRIENZERSEES

Inaugural-Dissertation
der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern
zur Erlangung der Doktorwürde

Vorgelegt von

Fritz Hofer

von Lauperswil

1952 · AG. Buchdruckerei B. Fischer, Münsingen

Von der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag des Herrn Prof. Dr. Fritz Gygax angenommen

Bern, den 11. Januar 1951

Der Dekan:

Prof. Dr. André Mercier

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Erscheint gleichzeitig als

Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie

Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und der
Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Lieferung 7

Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Bern, 1952

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Im Jahre 1934 begann die Geotechnische Kommission mit der Herausgabe einer besonderen Publikationsserie «Hydrologie». Es war anfänglich vorgesehen, darin hauptsächlich Arbeiten über die Grundwasserverhältnisse der Schweiz zu sammeln. In der Folge wurden dann auch Untersuchungen über Schnee und Lawinen aufgenommen, und ab 1944 erschien in der Serie das grosse Werk des 1947 verstorbenen Hochgebirgshydrologen Dr. O. Lütschg-Loetscher und seiner Mitarbeiter «Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges», womit auch die reine hydrologische Forschung vertreten war.

Als 1948 die Hydrologische Kommission der S. N. G. gegründet wurde, kamen die beiden Kommissionen überein, die Serie «Hydrologie» ab Lieferung 7 gemeinsam weiterzuführen, wobei je nach dem Arbeitsthema die eine oder die andere Kommission (oder beide gemeinsam) die Herausgabe besorgt. Die Schweizerische Geotechnische Kommission freut sich über dieses Zusammenwirken, und sie wünscht der nun in den Themen nochmals erweiterten Publikationsserie eine gute Aufnahme.

Zürich, den 16. Juni 1952

Für die Schweiz. Geotechnische Kommission:

Der Präsident: *Prof. Dr. F. de Quervain*

Vorwort der Hydrologischen Kommission

Die Hydrologische Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, deren Gründung noch der Initiative des verstorbenen Dr. O. Lütschg-Loetscher zu verdanken ist, freut sich sehr, nunmehr im Rahmen der «Hydrologie», zusammen mit der Geotechnischen Kommission, eine in ihr engeres Tätigkeitsgebiet fallende Arbeit veröffentlichen zu können.

An der Sitzung vom 5. Juli 1951 legte Herr Prof. Dr. F. Gygax der Kommission die Promotionsarbeit seines Schülers Herrn Fritz Hofer: «Über die Energieverhältnisse des Brienzersees» vor und ersuchte um Aufnahme in die Publikationsserie: «Hydrologie». Die Kommission beschloss die Annahme der auf jahrelangen Beobachtungen fussenden Untersuchung, unter der Voraussetzung, dass die Finanzierung des Druckes gelingen werde. Neben der Hydrologischen Kommission steuerten in sehr verdankenswerter Weise die Polizeidirektion des Kantons Bern aus den Erträgnissen der «Seva», die Bernischen Kraftwerke gemeinsam mit den Kraftwerken Oberhasli, die Schweiz. Mobiliarversicherungsgesellschaft, die Schweiz. Metallwerke Selve & Cie., Thun, der Geographische Verlag Kümmerly & Frey in Bern und Herr Dir. Dr. h. c. K. Bretscher, Bern, an die Kosten bei. Ausserdem leistete der Autor einen erheblichen Beitrag.

Die Kommission dankt im besondern auch Herrn Prof. Dr. Gygax für seine grossen Bemühungen um die Arbeit.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, den 16. Juni 1952

Für die Hydrologische Kommission:

Der Präsident: *Prof. Dr. E. Meyer-Peter*

INHALTSVERZEICHNIS

A. ZUR EINFÜHRUNG

Ziel und Zweck der Untersuchung 1

B. GEOGRAPHISCHE CHARAKTERISTIK

I. *Topographisch-morphometrische Grundlagen* 3

1. Vermessung 3
2. Oberfläche und horizontale Gliederung 3
3. Volumen und vertikale Gliederung 5
4. Zusammenfassung 5

II. *Geologisch-morphologische Verhältnisse* 6

1. Geologie 6
2. Morphologie 7
3. Feststofftransport der Flüsse 8

III. *Hydrologische Verhältnisse* 10

1. Überblick 10
2. Die einzelnen Komponenten 10
   a) Niederschlag 10
   b) Verdunstung 11
   c) Seespiegelvariation 13
   d) Abfluss 15
   e) Zuflüsse 15
3. Hydrologische Bilanz 17
4. Charakteristische Merkmale 19
5. Das Hochwasser vom 4./5. September 1948 20

IV. *Biologische Untersuchungen* 20

V. *Anthropogeographische Verhältnisse* 22

1. Kulturgeschichtliches 22
2. Kurze geographische Monographien 23
3. Schiffsverkehr 23
4. Naturschutz 24

C. DIE ENERGIEVERHÄLTNISSE DES BRIENZERSEES

I. *Methoden zur Bestimmung des Energiegehaltes* 25

1. Bestimmung des Wärmeinhaltes 25
2. Bestimmung des Gehaltes an mechanischer Energie 27
   a) Allgemeines 27
   b) Berechnung der Schwerpunktslage und der Stabilität 28
3. Weitere Verwendung dieser Ergebnisse und praktische Folgerungen 30

II. *Wärme-Energie* 31

1. Instrumente und Messtechnik 31
2. Allgemeine Feststellungen, Begriffsbestimmungen und Erläuterungen 32
   a) Schichtungstypen 32
   b) Der jahreszeitliche Gang der Temperatur 32
3. Diskussion der Terminmessungen 33
   a) Allgemeine Beschreibung des Temperaturverlaufs 33
   b) Gemeinsame Züge in allen 4 Jahren 37
4. Thermische Querschnitte und horizontale Wärmeverteilung im ganzen See 38
5. Übersicht über die periodischen Temperaturschwankungen . . . 40
   a) Tägliche Schwankungen 41
   b) Jährliche Phasenverschiebungen und Amplituden 44
6. Wärmebilanz 47
   a) Allgemeiner Überblick 47
   b) Die einzelnen Komponenten 48
   c) Aufstellung der Wärmebilanz und Diskussion 51
   d) Zusammenfassender Überblick 56

III. *Mechanische Energie* 56

1. Beziehungen zwischen Stabilität und Wärmeinhalt 56
2. Diskussion der Terminmessungen 58
3. Über Strömungen im allgemeinen 61
   a) Neuere Forschungen 61
   b) Messmethoden und Geräte 61
   c) Windverhältnisse 63
4. Die beobachteten Strömungen 64
   a) Voraussetzungen 64
   b) Auswertung der Strömungsmessungen 65
   c) Überblick über die beobachteten Strömungen 75
   d) Die Bedeutung der Strömungsmessungen 81

D. OPTISCHE VERHÄLTNISSE

I. *Problemstellung, Messmethoden* 83

II. *Diskussion der Beobachtungen* 84

1. Sichttiefe 84
2. Farbe 85

E. ZUSAMMENFASSUNG

Zusammenfassung (deutsch) 87

Summary (englisch) 91

Literaturverzeichnis 93

Der Brienzersee vom Brienzer Rothorn aus
(Photo Brunner, Iseltwald)

A. ZUR EINFÜHRUNG

Ziel und Zweck der Untersuchungen

«In Tat und Wahrheit beruht aber die Wissenschaft auf sorgfältigster Beobachtung von Gleichförmigkeiten und Gesetzmässigkeiten in der Natur.»

(Hogben in «Mensch und Wissenschaft»)

Der Brienzersee weist Eigenschaften auf, die ihn unter anderen Seen der Schweiz auszeichnen: Er ist sehr tief, friert nie zu und hat eine charakteristische Farbe, die an einen Hochgebirgssee erinnert. Eine Sonderstellung nimmt er auch insofern ein, dass er bis jetzt wissenschaftlich wenig erforscht wurde. Diese Tatsachen liessen es wünschenswert erscheinen, die physikalischen Verhältnisse des Brienzersees einer systematischen, längeren Beobachtung zu unterziehen.

Als Untersuchungsprogramm wurde zuerst vorgesehen, während eines Jahres in jedem Monat an verschiedenen Stellen ein thermisches Profil aufzunehmen und mit dem heute noch gebräuchlichen Exkursionsgerät, der Secchischeibe, die Sichttiefe zu bestimmen. Doch bald zeigte sich, dass dieses Untersuchungsprogramm einerseits zu weit, anderseits zu eng gefasst war: zu weit, weil die Aufnahme mehrerer thermischer Profile mit je 4 bis 5 Temperaturlotungen am gleichen Tag nicht durchführbar gewesen wäre; zu eng, weil eine solche Arbeit nur die Teilwiederholung einer 25 Jahre zuvor ausgeführten biologischen Untersuchung von H. Flück gewesen wäre und nichts Neues gebracht hätte. Ferner müssen bei hydrographischen Untersuchungen die Ergebnisse *mehrjähriger* Messungen ausgewertet und miteinander verglichen werden, wenn man Gesetzmässigkeiten ableiten will.

Daher wurde das Untersuchungsprogramm abgeändert und folgendermassen erweitert: Neben der Beschreibung des *allgemeinen Temperaturverlaufes* wurde versucht, eine verfeinerte *Wärmebilanz* aufzustellen, in die auch Faktoren einbezogen wurden, die man bei älteren Berechnungen über den Wärmehaushalt eines Sees ausser acht gelassen hatte. Es drängte sich auf, auch den durch Wärme- und Dichteschichtung sich ergebenden *Energiegehalt* zu berücksichtigen. Für das Verständnis der *Wechselbeziehungen* zwischen dem Gehalt an thermischer und mechanischer Energie mussten die *Witterungsverhältnisse* genau verfolgt werden. Im Laufe der Untersuchungen erwies es sich als notwendig, die Temperaturmessungen in kürzeren Zeitabständen vorzunehmen. Aus Temperatur- und Strömungsmessungen sowie unter Verwertung von hydrographischen Beobachtungsdaten wurden die Grundlagen beschafft, um den Einfluss verschiedener meteorologischer und hydrologischer Faktoren auf die noch wenig erforschten *Stabilitäts- und Strömungsverhältnisse* zu erkennen.

Auf optischem Gebiet wurden die *Sichttiefen* mit dem herkömmlichen Gerät der Secchischeibe bestimmt, während die *Farbe* des Sees nur nach subjektiven Wahrnehmungen beschrieben wurde.

Die Erhebungen auf dem Brienzersee erstreckten sich über einen Zeitraum von über 4 Jahren, nämlich vom 7. Juli 1945 bis 10. September 1949. In dieser Zeit wurden etwa 170 Beobachtungsgänge ausgeführt.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. F. Nussbaum, dem ehemaligen Direktor des Geographischen Institutes der Universität Bern, zu danken für seine Problemstellung und sein Interesse, das er meiner Arbeit entgegengebracht hat.

Grossen Dank schulde ich Herrn Prof. Dr. F. Gygax, dem jetzigen Direktor des Geographischen Institutes. Stets hat er es verstanden, mich mit wohlwollender Kritik, mit wertvollen Ratschlägen und immer neuen Anregungen zu vertiefendem Arbeiten anzuspornen.

Dank möchte ich auch gegenüber den Herren Prof. Dr. J. Cadisch, Prof. Dr. H. Günzler-Seiffert und Prof. Dr. H. Greinacher bezeugen, die meine Studien in Geologie und Physik gefördert haben. Herr PD. Dr. G. v. Büren gab mir wertvolle Winke für die praktische Durchführung limnologischer Untersuchungen, die ich ihm gerne verdanke.

Ebenfalls danke ich den Herren Beamten der Eidg. Landestopographie, des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft und der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, ferner den Herren Beamten der Direktion der Militärflugplätze und der Wasserversorgung der Stadt Bern. In der Beschaffung der Unterlagen und Instrumente für meine Arbeit stunden sie mir bereitwillig mit Rat und Tat bei.

Besten Dank spreche ich auch der Kommission für die Hallerstiftung aus, die mir während der Untersuchungszeit zweimal ein Stipendium gewährt hat.

Die Drucklegung der Arbeit wurde mir erleichtert durch finanzielle Beiträge der Hydrologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, der Polizeidirektion des Kantons Bern aus den Erträgnissen der «Seva», der Bernischen Kraftwerke gemeinsam mit den Kraftwerken Oberhasli, der Schweiz. Mobiliar-Versicherungs-Gesellschaft, der Schweiz. Metallwerke Selve & Cie., Thun, des Geographischen Verlages Kümmerly & Frey in Bern und des Herrn Dir. Dr. h. c. K. Bretscher, Bern. Allen Donatoren bezeuge ich meinen wärmsten Dank.

Es würde zu weit führen, alle die Personen mit Namen zu nennen, die mir bei der Ausführung der Messungen geholfen, ihre Beobachtungen zur Verfügung gestellt oder mir wertvolle Ratschläge erteilt haben, die mir ferner durch Ausführung der Reinzeichnungen, bei der Durchsicht der Korrekturbogen und durch fachtechnische Beratung bei der Drucklegung wertvolle Unterstützung angedeihen liessen. Ihnen allen sei herzlich gedankt.

B. GEOGRAPHISCHE CHARAKTERISTIK

I. Topographisch-morphometrische Grundlagen

1. Vermessung

Der Brienzersee ist der östliche der beiden grossen, im Talzug der Aare liegenden Alpenrandseen des Berner Oberlandes. Er liegt ganz im Amtsbezirk Interlaken, Kanton Bern. Seine mittlere geographische Breite beträgt 46° 43′, seine mittlere geographische Länge 7° 58′ E Greenwich. Er wurde 1866 erstmals durch das Eidg. Topographische Bureau vermessen (*Jacky* und *Lindt)*. Gestützt auf diese Aufnahme stellte 1892 *Theod. Steck* seine Berechnungen über die Wassermassen des Thuner- und Brienzersees sowie über die Denudation im Kandergebiet an (*Steck* 1892). Eine genauere Neuaufnahme erfolgte 1898 durch die *Eidg. Landestopographie* (*Weber* und *von Allmen*). Dabei wurde das Becken von Brienz einer eingehenderen Auslotung unterzogen. Diese Vermessung von 1898 liegt der heutigen topographischen Karte zugrunde *(Siegfriedatlas,* Blatt 391/392, oder *neue Landeskarte,* Blatt 254, hier aber vorläufig ohne Isohypsen). Eine ergänzende Neuaufnahme mit zeitgemässen technischen Hilfsmitteln ist vorgesehen. Das *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* nahm 1932 eine genaue Auslotung des oberen Seebeckens mit dem Aaredelta vor und beabsichtigt, diese Vermessung auch zu wiederholen. (Siehe p. 8, ferner *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft,* 1939 b.)

2. Oberfläche und horizontale Gliederung

Zum Zwecke der späteren Auswertung meiner Beobachtungen mussten anhand des vorhandenen Kartenmaterials umfassende Planimetrierungsarbeiten vorgenommen werden. Die Landestopographie stellte mir in verdankenswerter Weise die Originalkarte 1: 25 000 mit 10-m-Isohypsen und ein Präzisionsplanimeter zur Verfügung.[1]

Die gesamte Oberfläche des Brienzersees bei einem mittleren Wasserstand von 567,02 m (n. H. 563,82 m) wurde zu 29,66 km² bestimmt. Die Längsachse wird als geometrischer Ort der Zentren aller in den Seeumriss einbeschriebenen Kreise gefunden. Sie misst 14 km und hat in den obersten 2,5 km sowie in den untersten 1,5 km E-W-Richtung, im dazwischenliegenden Hauptstück von 10 km Länge NE-SW-Richtung. Die grösste Breite, rechtwinklig zur Längsachse gemessen, beträgt bei Ebligen im oberen Drittel des Sees 2,75 km. Die Senggfluh SW Iseltwald engt den See im unteren Drittel auf 1,875 km ein. Dividiert man die Oberfläche durch die Längsachse, so erhält man die durchschnittliche Breite mit 2,12 km. Die Abweichungen von der idealen Rechteckform sind also recht gering. Der Umfang dieses idealen Rechtecks betrüge $2 \cdot (14 + 2{,}12) = 32{,}24$ km, der Umfang des Kreises von gleicher Fläche dagegen nur 19,3 km. Der tatsächliche Umfang, mit einem Kurvimeter anhand der Originalkarte 1: 25 000 festgestellt, misst 33 km. Die Umfangentwicklung beträgt demnach $33 : 19{,}3 = 1{,}7$.[2] Da dem Brienzersee aber durch tektonisch-morphologische Verhältnisse die langgestreckte, schmale Form vorbestimmt ist, sagt der Vergleich mit dem Umfang des idealen Rechtecks und vor allem die Betrachtung der Karte selbst, dass die Ufer sehr schwach gegliedert sind. Einzig bei Iseltwald zeichnet sich eine kleine, ziemlich abgeschlossene Bucht ab. Der Felssporn, der diese bildet, setzt sich unter Wasser

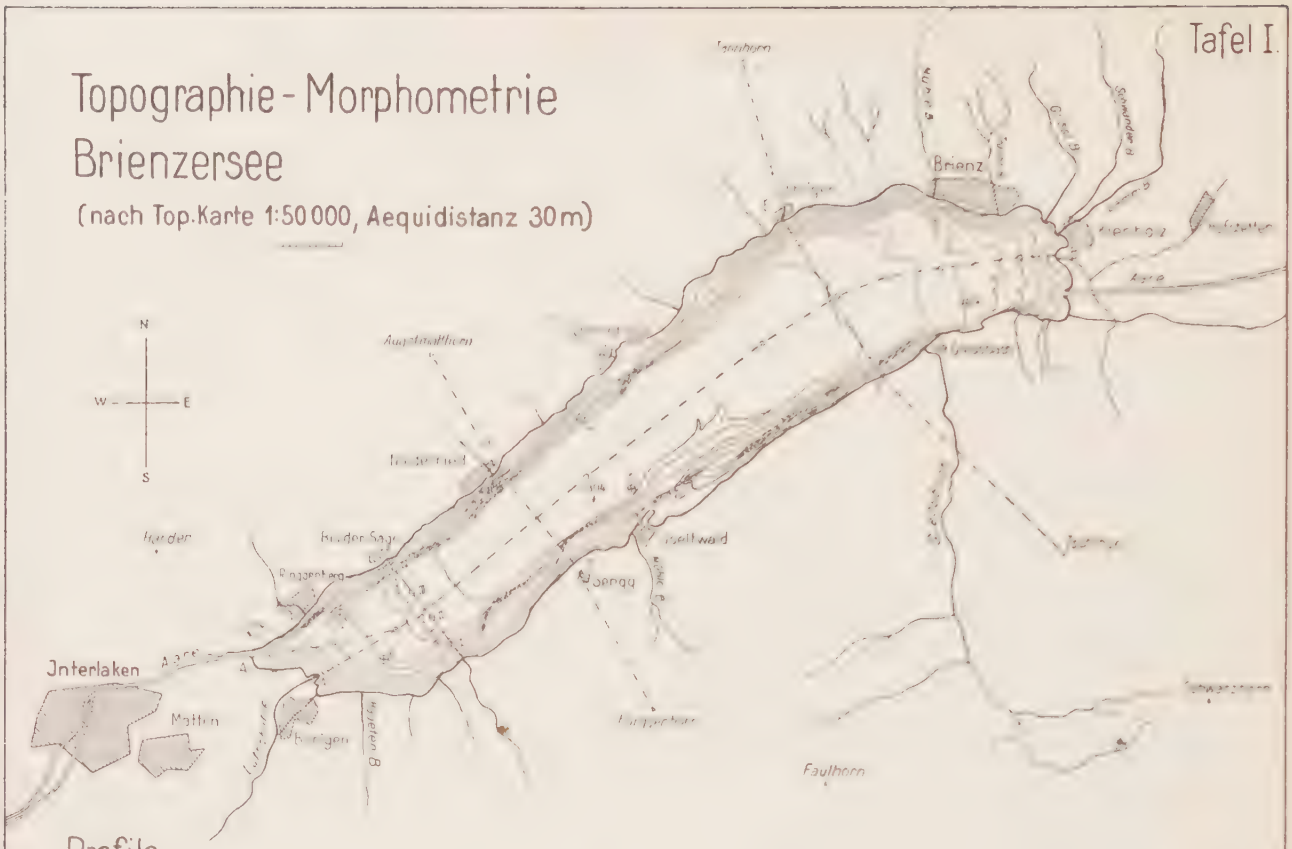
[1] Das *Ott*sche Scheibenrollplanimeter erlaubt die Umfahrung eines grösseren, langgestreckten Kurvenzuges ohne Unterteilung. Ich verwendete es mit Vorteil auch bei den späteren Diagrammauswertungen.

[2] Dies in Übereinstimmung mit *Halbfass* (1925).

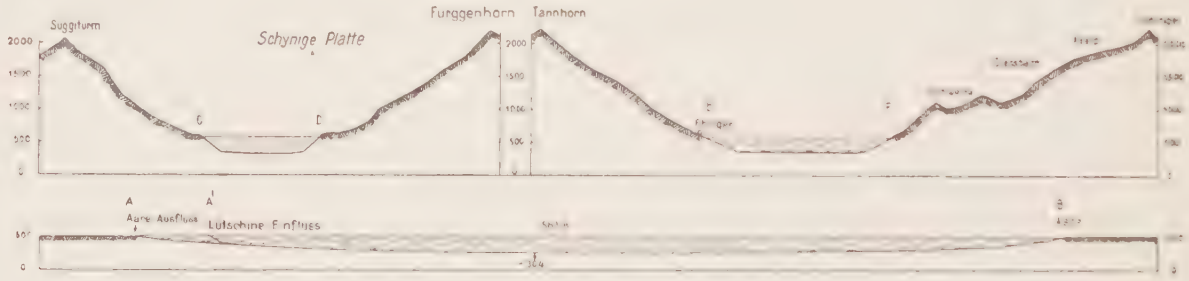
Tafel I.

Topographie - Morphometrie Brienzersee

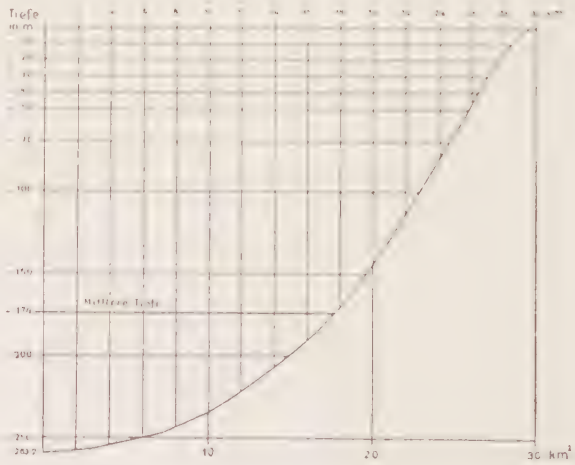
(nach Top. Karte 1:50000, Aequidistanz 30m)



Profile



Hypsographische Kurve



in NE-Richtung fort und bildet etwa 500 m weiter aussen die kleine Schneckeninsel (zirka $\frac{1}{8}$ ha gross). Im übrigen bestimmen Schuttkegelbildungen nur in untergeordnetem Mass den strengen, einfachen Verlauf der Uferlinie.

3. Volumen und vertikale Gliederung

Zur Bestimmung des Volumens wurde die hypsographische Kurve konstruiert. Die grösste Tiefe wird mit —259,4 m angegeben und befindet sich auf der Längsachse bei km 8, vom Aareeinfluss gerechnet. Jede der 25 Isobathen mit 10 m Äquidistanz wurde mindestens 3mal umfahren. Der ausgemittelte Flächenwert jedes Isobathenareals wurde in 10 mm Ordinatenabstand als Abszisse aufgetragen. Die Verbindung der Endpunkte ergab die *hypsographische Kurve* (Tafel I).

Die Planimetrierung der von der hypsographischen Kurve und den beiden Koordinatenachsen eingeschlossenen Fläche ergab, mit dem entsprechenden Proportionalitätsfaktor multipliziert, das Volumen des ganzen Sees mit 5,157 km^3.

Die hypsographische Kurve drückt aber auch in abstrakter Weise die Form des Seebeckens aus.

In der gleichen Neigung, mit der die Ufergehänge zum See abfallen, setzen sie sich in dessen Tiefe fort bis zum flachen Seeboden in zirka —220 m oder zirka 350 m Meereshöhe. Die Uferbank ist mit geringen Ausnahmen wenig entwickelt und geht sofort in die sehr steile Halde über. Diese hat ihre grösste durchschnittliche Neigung zwischen —30 und —100 m. Aus dem Höhenunterschied zweier Punkte, die auf der Linie des grössten Gefälles liegen, dividiert durch ihre Horizontaldistanz, lässt sich vermittels des Tangens der Böschungswinkel bestimmen. An den beiden Längsseiten nimmt dieser Werte von 30^0 bis 50^0 an, stellenweise noch mehr, wenn, wie beim Giessbach, die Malmterrassen schroff in den See abfallen. Nur beim Ein- und Ausfluss der Aare ist die Uferböschung sanfter, hier wegen der Auffüllung durch die Lütschine, die den Ausfluss des Sees ganz an die rechte Talseite hinübergedrückt hat, dort wegen der Auffüllung durch die Hasliaare und die direkt mündenden Wildbäche (siehe p. 8). Die Uferböschung beträgt beim Aareeinlauf durchschnittlich zirka $4^3/_4{}^0$ und ist bis 2,5 km deutlich bemerkbar. Die Gegensteigung beim Auslauf beträgt zirka $5{,}5^0$ und tritt bis 2 km deutlich in Erscheinung, während das Lütschinendelta bis zur gleichen Stelle auf 1 km Horizontaldistanz mit $10^3/_4{}^0$ mittlerer Neigung abfällt. Die Schuttkegel der längsseits mündenden Wildbäche vermögen das Böschungsprofil nur unwesentlich zu modifizieren, so dass die Tiefenkurven fast überall parallel zur Uferlinie verlaufen. Insbesondere fällt es auf, dass der Giessbach, nach Einzugsgebiet und Wasserführung der drittgrösste Zufluss des Brienzersees (siehe p. 15), kaum eine Andeutung für die Ablagerung seiner Geschiebe hinterlässt. Der Giessbach lässt seinen Schutt im horizontal fliessenden Teil bei 1000 m liegen. Was unterwegs mitgerissen wird, wird in den 400 m abstürzenden Wasserfällen zerschlagen. Praktisch gelangt kaum Schutt in den See. Die Flusstrübe wird nicht direkt bei der Mündung sedimentiert, sondern wirbelnd verbreitet.

Das ganze Seebecken kann verglichen werden mit einem «Weidlig», dem althergebrachten Ruderboot auf Flüssen, das steile Seitenbordwände und einen flachen, nach den Schmalseiten auslaufenden Boden aufweist.

Dividiert man noch das gesamte Volumen durch die Oberfläche, so erhält man die mittlere Tiefe mit 174 m.[3] Aus Länge mal mittlere Breite mal mittlere Tiefe erhält man also das idealisierte Parallelepiped mit den Dimensionsverhältnissen: Mittlere Tiefe : mittlere Breite : Länge = 1 : 12 : 80. Es ist bemerkenswert, dass der Brienzersee von allen Schweizerseen wenn auch nicht die grösste absolute, so doch die grösste durchschnittliche Tiefe aufweist. Diese morphometrischen Verehältnisse sind, wie sich später zeigen wird, von grosser Bedeutung für das thermische Verhalten des Sees.

4. Zusammenfassung

Der Brienzersee liegt unter 48^0 43′ nördl. Breite und 7^0 58′ östl. Länge als Alpensee der Nordabdachung im Talzug der Aare.

[3] Nach *Penck* (*Zeller* im Geogr. Lexikon der Schweiz, 1902) beträgt die mittlere Tiefe 176 m. Die kleine Verschiedenheit ergibt sich daraus, dass *Penck* sich auf die Berechnungen *Stecks* nach der älteren Vermessung stützte.

Die Vermessung, die den heutigen Kartenwerken zugrunde liegt, datiert vom Jahre 1898, ausgeführt durch die Eidg. Landestopographie.

Meereshöhe (n. H.) . .	563,82	m
Oberfläche	29,66	km²
Länge	14	km
Grösste Breite	2,75	km
Kleinste Breite	1,875	km
Mittlere Breite	2,12	km
Uferlänge	33	km
Uferentwicklung . . .	1,7	
Volumen	5,157	km³
Grösste Tiefe	259,4	m
Mittlere Tiefe	174	m
Mittlere Uferböschung		
längsseits	30° bis 50°	
breitseits	4,75° bis 10,75°	

Verhältnis mittl. Tiefe : mittl. Breite : Länge = 1 : 12 : 80

II. Geologisch-morphologische Verhältnisse

1. Geologie

Der Brienzersee gehört mit seinem Einzugsgebiet zum östlichen Teil der Nordabdachung der Berner Alpen. Die beiden Hauptzuflüsse des Sees, Hasliaare und Lütschine, durchfliessen je zwei im geologischen Aufbau und in der Gesteinszusammensetzung verschiedene Gebiete: das Aaremassiv und die Kalkalpenzone.

Das Aaremassiv, im südlichen Abschnitt, ist aus kristallinen Gesteinen zusammengesetzt, die bei fächerförmigem Bau steile bis senkrechte Schieferung aufweisen. Es lassen sich darin zwei verschiedene Gesteinsfolgen unterscheiden: die granitischen Kerne, die als Tiefenergüsse in der Karbonzeit empordrangen, und die Gesteinshülle, in welche diese granitischen Kerne eindrangen. Sie hat in der Karbonzeit und später bei der Alpenfaltung eine durchgreifende Umkristallisation erfahren.

Die Kalkalpenzone, im nördlichen Teil, setzt sich zusammen: einerseits aus einer Serie an Ort und Stelle verbliebener oder wenig verschuppter (autochthoner und parautochthoner) Sedimente, die teilweise auch in das Aaremassiv eingekeilt worden sind. Ihr schliesst sich anderseits nördlich die aus dem Süden über das Aaremassiv geschobene, stark verfaltete helvetische Wildhorndecke an, die hauptsächlich aus Kalk, Kieselkalken, Tonschiefern und Sandsteinen besteht.

Während die Aare auf etwa 20 km, d. h. bis Innertkirchen, das Aaremassiv durchbricht, greifen die beiden Lütschinen, die Weisse und die Schwarze, nur mit ihrem gewaltigen Steilabsturz am Hauptkamm in die kristalline Zone.

Der Brienzersee selbst liegt in der Wildhorndecke zwischen Kreide im NW und Jura im SE. Das NW-Ufer wird — grosso modo — aus dem Brienzergrat gebildet. Stratigraphisch enthält er südliche Kreide der Wildhorndecke, welche zwischen Harder und dem Brienzer Rothorn verschiefert. Die Stirnen der Kreidefalten sind in grosse Flyschmassen eingewickelt, welche vom Habkerntal über Sörenberg gegen Obwalden ziehen. Die Gewölbeschenkel und Verkehrtschenkel der Falten sind wegerodiert; eine monotone schiefrige Masse mit schwachem Axialgefälle nach NE bildet das Gehänge zwischen Ringgenberg und Brienz.

Südlich vom See sind es die Stirnen der Falten, besonders diejenigen aus Malmkalk, welche das Gerüst des Hanges bilden. Mit einer für die helvetischen Decken seltenen Regelmässigkeit lagern sich die Falten hintereinander, deren Stirnen aufgerichtet nach NW schauen. Eine ehemalige Schichtenplatte von 37 km Breite ist auf jetzt 12 km zusammengefaltet und von SE nach

NW über das Autochthone vorgeschoben worden. Auch hier herrscht Axialgefälle nach NE. Eine grosse Terrassierung wird hervorgerufen durch Valanginienmergel, welche zwischen den Jurafalten eingeklemmt sind (*Günzler*, 1924).

Tektonisch interessant ist das einzige Auftauchen von Lias am Seeufer zwischen Bönigen und Erschwanden sowie dessen merkwürdige Schichtenstellung, die auf eine Verwerfung (Längsbruch) im Seebecken hindeutet (*Seeber*, 1911).

Ein umstrittenes Problem bildet der Gebirgsbau am unteren Ende des Sees. Eine vom Dreispitz-Morgenberghorn gegen Interlaken streichende Kreidefalte endet S Interlaken am Rugen. Die Fortsetzung findet man an der von Brüchen durchsetzten Antiklinalstirne des Harders. Alle älteren Geologen (Bernh. *Studer*, Armin *Baltzer*) sahen in dem Sprung der Falte von SE nach NW eine Verwerfung oder Blattverschiebung. P. *Arbenz* (1917) fand eine Zerdehnung des Faltenverlaufes und erklärte damit zugleich das Auftreten der vielen Brüche am Harder.

Wie dem auch sei, die Anlage des Ausganges vom Brienzersee zum Thunersee ist tektonisch bedingt. Die Lage des Sees im Innern eines Faltenbogens zwischen Interlaken im SW und Brünigpass im NE muss gleichfalls tektonische Ursachen haben. Den Ansatz zu der hier einzigartigen vollständigen Isolierung der jurassischen Schichtenkomplexe von denen der Kreide findet *Günzler*[4] (1941, 1943, 1944) schon im Kiental, wo er beobachtet, dass südliche Kreidefalten ihre Jurakerne wechseln, derart, dass der gleiche Kern im Kiental in einer nördlicheren Falte liegt als südlich Interlaken. Er betrachtet dies als Beweis für passive Tektonik, d. h. für Schweregleitung von Kreidefalten über Jurakerne hinweg.

2. *Morphologie*

Nachdem durch geologische Vorgänge der Grundbauplan gegeben war, modellierten die Kräfte der Abtragung und Aufschüttung das heutige Antlitz der Brienzerseegegend heraus:

Auf dem fast gleichmässig steilen Nordhang beherrschen Wildbachrunsen das Bild.

Auf dem Südhang sind die Runsentrichter seltener, aber tiefer ausgefressen. Die Terrassierung zwischen den so geschaffenen Abschnitten hält nirgends durch. Einzig am oberen Ende des Sees lässt sich bis etwa 1200 m eine Fläche von Tiefental bis Schweibenalp verfolgen. Auf ihr liegen hangparallel verlaufende Moränewälle des Aaregletschers. Über dieser Fläche besteht bei etwa 1500 m eine zweite Terrassenregion, Axalp. Auch sie ist von Moränen des Aaregletschers bedeckt; doch findet man keine Wälle, sondern meist Grundmoräne und vereinzelte Erratika. Merkwürdigerweise setzen weder die hohen Terrassenreste noch die hohen Moränen über das Giessbachtal nach W fort. Hingegen hält die 1200-m-Terrasse aus und wird vom Giessbachtal geschnitten. Ein epigenetischer Bachlauf zieht hinter der Terrasse von Schweiben durch und beweist, dass der bedeutendste Nebenfluss des Brienzersees schon vor der Würmeiszeit aus der Faulhorngruppe kam. Diese Tatsache erklärt den Gegensatz zwischen dem tief eingeschnittenen Mittellauf des Giessbachs und seinem fast oberflächlich in vielen Wasserfällen zum See strebenden Abfluss von heute.

Die NE und SW Schmalseiten des Sees grenzen an ausgedehnte Alluvialebenen.

Nachfolgend sei versucht, diese heutige Oberflächengestalt auf Grund der morphologischen Studien von *Beck* (1924) zu erklären:

Die Uraare floss am Ende des Tertiärs, in konsequentem Lauf der steilsten Abdachung folgend, in der Richtung der heutigen Brünigsenke durch das Obwaldnerland und lagerte beim Verlassen des Alpenkörpers ihr Geschiebematerial ab (Napfgebiet nach *Cadisch*, 1934). *Beck* erkennt die Anlage der obersten Talböden der Oltschialp, des Giessbachtales und der Sägistalmulde als nach dem Brünig orientierte, frühdiluviale Böden. Die Terrassenreste der Axalp entsprechen der älteren mitteldiluvialen, die von Schweibenalp der jüngeren mitteldiluvialen Erosionszeit. Diese letztere muss besonders wirksam gewesen sein, wurde doch jetzt die Aare aus ihrem konsequenten in den subsequenten Lauf nach dem Westen abgeleitet. Das Fehlen der Terrassen zwischen Iseltwald und Bönigen, und zwar beidseitig des Sees, erklärt *Beck* damit, dass hier die alte Wasserscheide, vorwiegend aus weicher unterer Kreide gebildet, einer raschen Abtragung unterworfen gewesen sei. Die Vereinigung der Aare mit der Lütschine schuf eine neue Kräfteverteilung, indem diese

[4] Aufschlussreiche mündliche Mitteilungen und Hinweise über Geologie und Morphologie der Brienzerseemulde verdanke ich Herrn Prof. Dr. H. *Günzler-Seiffert* herzlich.

beiden Flüsse gegenüber der Kander und Simme die Führung in der Einsenkung des Tales übernahmen.

Als Folge des Wechsels von Vergletscherung und Gletscherrückgang innerhalb dieser Periode und damit wechselnder Tiefen- und Seitenerosion erkennt *Beck* noch verschiedene kleine Stufen, unter anderen auch die einzige sublakustre Terrasse in 400 m Höhe NE Iseltwald. Die letzte Eintiefungsetappe wäre durch den flachen Seeboden in 300 m gekennzeichnet.

Das wäre die Situation am Ende der grossen Interglazialzeit zwischen Mindel- und Rissvergletscherung (*Beck* vermeidet zwar die von *Penck* eingeführten ostalpinen Bezeichnungen, weil die Parallelisierung besonders am unteren Thunerseeufer nicht durchzuführen ist).

In der nun folgenden grossen (Riss-) und letzten (Würm-) Eiszeit hatte die Akkumulation gegenüber der Erosion das Übergewicht. Eine Erklärung dafür gibt u. a. die Theorie über die Rücksenkung der Alpen. *Beck* führt aus (1924, p. 161):

> «Durch die stauende Wirkung der Dislokation wurden die Schmelzwasser der vorgestossenen Gletscher ihrer Erosionskraft beraubt; sie verbreiteten ihre Schotter, statt einzuschneiden, und als der Rückzug der Gletscher begann, waren selbst die verstärkten Wassermassen nicht imstande, in die Tiefe einzuschneiden. So häuften sich vor der Stirn der Gletscher gewaltige Schottermassen an, während der Boden unter dem Gletscher langsam sich senkte und das nachrückende Eis die immer grösser werdende Depression erst ausfüllte, bevor es Schmelzwasser abgeben konnte. . . . Bei einem raschen Rückzug des Gletschers, vielleicht auch durch die Dislokation selber verursacht, entstand hinter der Schotterbarriere ein See, dessen Spiegel mehr als 60 m über dem heutiger Thunerseespiegel war.»

Bei der Folge von kleineren Vergletscherungszyklen innerhalb der letzten Interglazialzeit, insbesondere beim letzten allgemeinen Gletscherrückgang — Moränen des Bühlstadiums sind bei Wilderswil zu erkennen — war die Wahrscheinlichkeit doch sehr gross, dass die Talteilstücke, in welchen sich heute die Wasser der Oberlandseen befinden, mit Schotter hätten aufgefüllt werden müssen. *Beck* stellt fest: «Unterseeische Terrassen im Thunersee deuten darauf hin, dass der See an diesen Stellen beim letzten Rückzug der Gletscher schon bis zu 480—520 m Meereshöhe aufgefüllt war und dass die nacheiszeitliche Auffüllung viel kleiner ist, als man bis jetzt annahm.» Warum also ist der Seetrog nicht g a n z ausgefüllt worden, wie es eigentlich zu erwarten gewesen wäre?

Da bringt R. *Staub* (1938) die einfache, durch logische Beweisführung belegte Erklärung: «Unsere Seen sind an der Stelle alter Kaltluftbezirke vor und neben den alpinen Föhntälern, aus Toteismassen abseits der grossen Föhnstriche entstanden.»

Nach dem definitiven Rückgang der Gletscher, nachdem die Aufschotterung nicht mehr so wirksam war und die Toteismassen abgeschmolzen waren, wurde endlich der wahrscheinlich noch zusammenhängende Trog («Wendelsee», von dem die Sage berichtet) mit W asser aufgefüllt, und die Geschichte unserer heutigen Berner Oberlandseen begann!

3. *Feststofftransport der Flüsse*

Kräftig arbeiteten seither die Flüsse und ziselierten die Feinheiten des heutigen Gesamtbildes heraus. *Steck* (1892) stellte Berechnungen an über Denudation im Kandergebiet, auf Grund des Zuwachses des Kanderdeltas seit der Kanderregulierung 1714. Im Anschluss daran berechnete er auch die Aufschüttungen des «Bödelis» zwischen Thuner- und Brienzersee, ebenso die Aufschüttung des untersten Teils des Haslitales, wofür er einen Zeitraum von rund 20 000 Jahren schätzte.

Deltaaufnahmen und Erhebungen über Geschiebe- und Schwebestofführung sind durch das *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* an der Hasliaare in neuester Zeit mit grosser Präzision getätigt worden. (*Eidg. Amt für Wasserwirtschaft*, 1939, a und b.)

Die Serie von 7 Deltaaufnahmen in Schweizerseen wurde durch dasselbe Amt in den Jahren 1930 bis 1933 durchgeführt. Durch die Verlegung der Aaremündung im Brienzersee anlässlich der Korrektion 1866—1880 entstand ein neues Delta. Bei der letzten Aufnahme des Brienzersees durch die Landestopographie, 1898, wurde schon das Deltagebiet, d. h. das ganze Brienzerbecken, 3,2 km², mit 350 Lotpunkten pro km², gegenüber nur zirka 60 Lotpunkten pro km² im übrigen See, einer genaueren Sondierung unterzogen. Das *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* dehnte aber seine Messungen 1932/33 über ein Gebiet von 6,14 km² aus mit 1040 Lotpunkten pro km².

Die Berechnung ergab nun, unter Berücksichtigung des erweiterten Aufnahmegebietes, der Aufschüttungen durch direkt mündende Wildbäche (Tracht-, Glyssi- und Lammbach) und der

Kiesgewinnung auf dem Delta, eine Gesamtablagerung der Aare von 155 000 m^3 pro Jahr, mit den Raumgewichten 2,1 t/m^3 und 1,58 t/m^3, in Tonnen ausgedrückt: 290 000 t/Jahr. Die direkten Messungen in Brienzwiler ergaben eine Feststoffführung der Aare von 300 000 t/Jahr. (Die Erhebungen über das Raumgewicht des abgelagerten Materials ergaben, dass 1 m^3 des im Delta abgelagerten Geschiebe-Schwebestoffgemisches im Durchschnitt 2,1 t trockenes Material enthält, und dass sich in 1 m^3 Delta-Schwebestoff, welcher sich seit längerer Zeit abgelagert hat, 1,58 t trockenes Material befindet.)

Die Übereinstimmung zwischen Deltaberechnung und direkter Messung darf als befriedigend betrachtet werden. Der genannte Wert ist, nach den Untersuchungen an der Hasliaare zu schliessen, noch um rund 9 % zu erhöhen in Berücksichtigung der allerfeinsten Schwebstoffe mit Korndurchmesser kleiner als 0,0048 mm, welche durch die in Brienzwiler verwendeten Filter nicht zurückgehalten wurden.

Es sei hier noch an die Untersuchungen von *Epper* (1909, 10, 11) erinnert. Bei Iseltwald, in einer Seetiefe von zirka 250 m, wurde während 4 Beobachtungsperioden mit einem Schlammkasten die Sedimentation gemessen. Diese Einzelbeobachtungen lassen indessen keine Schlüsse zu über die mögliche Dauer der Seeauffüllung. Dagegen geben die erwähnten Delta- und Seegrundaufnahmen die sichersten langjährigen Mittelwerte für den gesamten Feststofftransport des Flusses.

Mit Genugtuung stellen wir fest, wie der Naturforscher *Steck*, der nicht über die modernen vermessungstechnischen Hilfsmittel verfügte, annehmbare Werte erhielt. Er ging von seinen Berechnungen über jährliche Abtragung im Kandergebiet aus. Da die Abtragung in den kristallinen Gesteinsmassen bedeutend langsamer vor sich geht als in den sedimentären, nahm er das Mittel aus den von *Albert Heim* für das Reussgebiet und von ihm für das Kandergebiet gefundenen Betrag der Denudation und kam so auf 250 m^3 pro km^2 und Jahr. Daraus errechnete er den jährlichen Zuwachs der Alluvionen (Einzugsgebiet vor der Aarekorrektion) auf 135 000 m^3.

Die Messungen des *Amtes für Wasserwirtschaft* ergaben eine durchschnittliche Gesamtablagerung der Aare von 155 000 m^3/Jahr, woraus die mittlere jährliche Abtragung auf 280 m^3/km^2 bestimmt werden kann.

Wir versuchen noch, anhand der durchgesehenen Literatur überschlagsweise die Gesamtmenge der von allen Zuflüssen jährlich im See abgelagerten Feststoffe zu bestimmen.

Tabelle 1

Einzugsgebiet			Jährliche Ablagerung im See in m^3
Flussgebiet	Grösse km^2	Abtragung / Jahr m^3 / km^2	
Aare	554	280	155 000
Lütschine	379	400 *	rd 150 000
Übrige Zuflüsse	164	580 **	„ 95 000
	1097	rd 364 ***	rd 400 000

* *Steck* gibt für das Kandergebiet eine jährliche Abtragung von 454 m^3/km^2, für das Lütschinengebiet nur von 300 m^3/km^2 an, weil er ⅓ als nicht Delta bildenden, weit verteilten Schlammstoff annimmt. In Berücksichtigung der Gesteinsbeschaffenheit im Einzugsgebiet der Lütschine und des grösseren Gefälles, nehme ich den Betrag von 400 m^3/km^2 an.

** Provisorischer Wert nach *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* (1939 b, p. 30), 800 m^3/km^2. Genauere Angaben über die Materialverfrachtung von Tracht-, Glyssi- und Lammbach können erst nach der nächsten Deltavermessung gegeben werden. Auf Grund genannter Angaben, unter Berücksichtigung, dass die linksseitigen Zuflüsse zwar auch ein sehr steiles Gefälle haben, aber aus härteren Gesteinszonen kommen, nehme ich als Durchschnitt für das Einzugsgebiet aller direkt mündenden Nebenbäche nicht ganz 600 m^3/km^2 und Jahr an.

*** Ergibt sich aus 400 000 : 1097 = 364.

Die durchschnittliche jährliche Erniedrigung des ganzen Einzugsgebietes beträgt danach 360 m^3 : 1 000 000 m^2 = *0,36 mm*, d. h. *es geht rund 2700 Jahre, bis das Gebiet durchschnittlich um 1 m erniedrigt worden ist.*

Bei einem Volumen von 5,16 km³ wird der Brienzersee in *rund 13 000 Jahren aufgefüllt sein.* (*Halbfass*, 1923, p. 38, gibt schätzungsweise 25 000 Jahre an. Die Verfestigung des locker aufgeschütteten Schwemmaterials wäre auch noch zu berücksichtigen, was aber nie diesen Unterschied ausmachen könnte.) Wenn das der Fall sein wird, so wird das *ganze Einzugsgebiet durchschnittlich um 4,7 m erniedrigt* worden sein. Was ändert also das Ausfüllen des Brienzersees am Antlitz der Bergwelt?! Kurz ist sein Dasein; die Kräfte, die ihn einst schufen, tragen zu seinem Verschwinden bei. Er ist nur eine Durchgangserscheinung. Ein langsames Dahinsiechen als Moortümpel wird ihm aber erspart bleiben.

Uns stellt sich während unseres noch viel kürzeren Daseins die Aufgabe, allfällig notwendige technische Eingriffe am See und seiner Umgebung sorgfältig zu überprüfen und nicht um kleiner Vorteile willen die Ruhe und den Frieden dieses schönen Gebirgssees zu stören.

III. Hydrologische Verhältnisse

1. Überblick

Unter Hydrologie fasst *Forel* (1901) in seinem Programm für limnologische Untersuchungen folgende Betrachtungsmöglichkeiten zusammen:

> «Untersuchung des Wasserhaushaltes, d. h. der Wasserzufuhr durch Flüsse und Regen und der Wasserabfuhr durch Verdunstung und Abfluss; Untersuchung der periodischen und aperiodischen Wasserstandschwankungen, der Bewegungen des Wassers in Strömungen, Wellen, Seiches usw.»

Diese letztgenannten Erscheinungen wie Strömungen, Wellen, «Seiches» (stehende Wellenbewegungen rhythmischer Art über den ganzen See, eine Art lokale Gezeiten) sind Probleme hydrodynamischer Art und werden in der allgemeinen limnologischen Literatur unter Hydraulik besprochen. Ich bespreche die Strömungen im Anschluss an die Betrachtungen über mechanische Energie; Wellen und «Seiches» werden nicht in die Untersuchung einbezogen.

Zum Zwecke der Aufstellung einer Wärmebilanz für die Zeit vom September 1947 bis August 1948 musste vorerst eine Bilanz des Wasserhaushaltes aufgestellt werden.

Die Wassermasse, die dem Brienzesee in einem bestimmten Zeitabschnitt von aussen zukommt, setzt sich zusammen aus den Wassermassen der beiden Hauptzuflüsse Hasliaare und Lütschine (Z_1 und Z_2), den Nebenbächen mit direkter Mündung in den See (N) und der auf den See fallenden Regenmenge (R).

Dagegen werden durch den Abfluss (Q) und die Verdunstung (V) dem See Wassermassen entzogen.

Ist die Differenz aus Zuwachs und Entzug = 0, so bleibt das Seeniveau unverändert. Im andern Fall entspricht die Differenz der beiden Summen ($\pm$ M) dem Wasserquantum, um das der See angereichert oder vermindert wird, was sich in den Seespiegelvariationen äussert.

Formelmässig können wir dies folgendermassen ausdrücken:

$$(Z_1 + Z_2 + N + R) - (Q + V) = \pm M \qquad 1)$$

(dies unter Voraussetzung, dass allenfalls zu- und abfliessende Grundwasserströme diese Bilanz nicht wesentlich beeinträchtigen.)

Maurer (1911, 1913) hat nach dieser Beziehung die Verdunstungsmenge berechnet. Setzen wir, anhand von Vergleichen und Berechnungen an Stelle der nicht ausgeführten Messungen, die Verdunstungsgrösse als bekannt ein, so können wir aus Gleichung 1) die Summe der Wassermassen aller Nebenbäche berechnen:

$$N = (Q + V) - (Z_1 + Z_2 + R) \pm M \qquad 2)$$

2. Die einzelnen Komponenten

(Da die Zuflüsse eine Unbekannte, nämlich die nicht gemessenen Nebenbäche enthalten, nehmen wir sie an den Schluss dieser Einzelbesprechungen und beginnen mit den untergeordneten Komponenten.)

a) Niederschlag

Wir nehmen für die Niederschläge über den ganzen See das Mittel aus den Niederschlagshöhen in Interlaken und Brienz und multiplizieren mit der Seeoberfläche, 29,66 km².

Tabelle 2 *Zusammenstellung*

	Interlaken	Brienz	Mittel	Menge mal 10^6 m^3
September 1947	77,0	43,2	60,1	1,78
Oktober „	45,5	43,2	44,4	1,32
November „	255,2	237,1	246,2	7,30
Dezember „	99,6	118,9	109,2 90*	3,24
Januar 1948	155,3	188,5	171,9 72*	5,10
Februar „	72,6	90,5	81,6 5,6*	2,42
März „	29,8	33,7	31,8	0,94
April „	40,2	33,6	36,9	1,09
Mai „	51,9	32,8	42,4	1,26
Juni „	173,6	208,5	191,0	5,66
Juli „	246,5	230,7	238,6	7,08
August „	183,2	222,1	202,6	6,01
Total	1430,4	1482,8	1456,7	43,20

* davon als Schnee

b) Verdunstung

Verdunstungsmessungen über der freien Wasserfläche des Brienzersees habe ich nicht durchführen können. Sie hätten eine Spezialuntersuchung erfordert, zu der ich das Rüstzeug nicht hatte. In der Literatur finden wir über diesen nicht unbedeutenden Faktor im Wasser- und Wärmehaushalt unserer Seen recht wenig Angaben.

Die umfassendste Arbeit stammt von *Lütschg* (1946).

Lütschg hat anhand vieler Beobachtungen und Messungen so mannigfaltige Verhältnisse angetroffen, dass er nicht ein einfaches Rezept angeben kann, wie man die verdunstete Wassermenge formel- oder tabellenmässig erfassen kann. Er ist sich bewusst, nur «Streckenarbeiter» zu sein.

Für meine Ausführungen stütze ich mich vor allem auf eine Arbeit von *Kleinschmidt (1919)* und auf Untersuchungen von *Maurer* (1911, 1913), *Maurer* und *Peppler* (1936).

Die Hitze- und Dürrezeit 1911 gab *Maurer* den Anlass, die Verdunstung auf dem Zürichsee und Greifensee auf hydrometrischem Weg zu bestimmen, d. h. die Verdunstungsgrösse wurde aus Zu- und Abfluss, Niederschlag und Seespiegelschwankung ermittelt. (Dieser Studie wurde auch Gleichung 1, p. 10, entnommen.) Nach der gleichen Methode wurde 1912 die jährliche Verdunstungsmenge des Zuger- und Ägerisees gemessen. Diese beiden Seen boten wegen ihren geologischen und hydrologischen Gegebenheiten noch bessere Gewähr für ein möglichst exaktes Erfassen der verdunsteten Wassermenge. Bei aller Anerkennung der wertvollen bisherigen Untersuchungen mittels eines Messgefässes ist *Lütschg* fest überzeugt, dass nur auf dem *Maurer*schen Wege die wirkliche Verdunstung grösserer Wasserflächen gefunden werden könne. Die Bedenken, die seinerzeit angebracht wurden, dass nämlich der unterseeische Wasseraustausch zwischen Seebecken und Erdboden nicht erfasst werden könne, wurden vom geologischen Standpunkt aus von *Alb. Heim* zerstreut *(Halbfass,* 1923).

Für die Zeit vom Dezember 1911 bis November 1912 bestimmte *Maurer* die verdunstete Jahresmenge auf dem Zugersee zu 775 mm, auf dem Ägerisee zu 740 mm. Nun hatte aber das Untersuchungsjahr einen kühlen und regnerischen Sommer. Unter Herbeiziehung der im Jahr vorher auf dem Zürichsee und Greifensee vom 16. Juli bis 15. September gemessenen Werte von 300 mm schätzt und interpoliert *Maurer* die Verdunstungsmenge in einem Normaljahr auf 900 mm.

Kleinschmidt stützt sich für seine Bodenseeuntersuchungen auf diese Grösse, modifiziert sie nach den dortigen klimatologischen Bedingungen (viel grössere Seefläche, weniger Lufterneuerung, deshalb feuchtere Luft!) und nimmt als mehrjährigen Mittelwert 600 mm an.

Welche Verdunstungsgrösse setzen wir für den Brienzersee ein?

Vergleichen wir die klimatologischen Faktoren an 3 Seeufern: *Tabelle 3*

MZA Station		Mittlere Jahrestemperatur der Luft	Mittlere relative Feuchtigkeit	Calmen
Interlaken	1947	9,8	84 %	273
	1948	9,1	82 %	327
Walchwil	1947	10,2	73 %	1010
(Zugersee)	1948	9,8	75 %	1044
Kreuzlingen	1947	9,4	69 %	632
(Bodensee)	1948	9,3	72 %	700

Nach *Annalen* MZA, 1947/48

Wohl ist die Temperatur der Wasseroberfläche des Brienzersees niedriger als die des Zuger- und Bodensees (*Bütler*, 1950. *Kleinschmidt*, 1919). Auch ist die relative Feuchtigkeit der Luftmassen über dem Brienzersee grösser; dagegen ist der Wind und damit die Lufterneuerung über dem Brienzersee bedeutend stärker (*Lütschg*, 1946, p. 95), so dass wir wohl nicht so weit fehlgehen, wenn wir für den Brienzersee eine jährliche Verdunstung von 800 mm annehmen.

Kleinschmidt zeigt nun auch das Verfahren, wie aus den klimatologischen Faktoren bei bekannter Jahresverdunstung die Monatsbetreffnisse errechnet werden können.

Zur Berechnung der monatlichen Verdunstung auf der freien Wasserfläche des Brienzersees übernehme ich die *Dalton*sche Formel:

$$V = C \cdot (e_0 - e) \cdot (1 + 0{,}084\ W)$$

Es bedeuten: V = Verdunstung
e_0 = Dampfdruck des Wassers
e = Dampfdruck der überlagernden Luft
W = Windgeschwindigkeit in km/h
C = Konstante, die vorläufig unberücksichtigt bleibt.

Erläuterungen:

e_0 = Dampfdruck des Wassers bei Sättigung der Luft mit Wasserdampf = Sättigungsdruck. Er ist nur eine Funktion der Temperatur und kann aus der entsprechenden Tabelle (*Kohlrausch*) entnommen werden.

e = Dampfdruck oder Dunstdruck-Partialdruck des in der Luft vorhandenen Wasserdampfes. Er kann aus Lufttemperatur und relativer Feuchtigkeit f' anhand der Tabellen bestimmt werden. Die Werte von e in mm Hg und f = absolute Feuchtigkeit =

$$= \frac{\text{Masse Wasserdampf}}{\text{Volumen}} = g/m^3$$

sind nahezu einander gleich.

$$f' = \text{relative Feuchtigkeit} = f/f_0 = 100\ \frac{f}{f_0}\ \%$$

wird als Monatsmittel aus den *Annalen MZA* für die Station Interlaken abgelesen. (Nach *Kleinschmidt*, 1919, p. 42, unterscheidet sich der Dampfdruck, trotz der vorhandenen Unterschiede der Lufttemperatur über Land und See, in der Regel nur um wenige mm.)

$$\text{hierauf wird e annähernd} = f = \frac{f' \cdot f_0}{100}$$

W = Windgeschwindigkeit in km/h.

Unter der Annahme, dass diese der an der Station Interlaken beobachteten Windgeschwindigkeit entspreche (siehe auch p. 63), rechnen wir die dort gemachten Ablesungen auf Grund der Windfahne mit der Wildschen Stärkeskala in km/h um.

Windstärke	1	0,5— 5	m/sec	1,8—18	km/h
»	2	5 —10	»	18 —36	»
»	3	10 —15	»	36 —54	»
»	4	15 —20	»	54 —72	»

Anhand dieser Angaben, die ich der MZA verdanke, wurde eine Umrechnungskurve konstruiert: Wildsche Stärkebereiche als Abszisse, Geschwindigkeit in km/h als Ordinate. Die mittlere Windstärke wurde aus dem Tagebuch des Beobachters der Station Interlaken errechnet. So erhielt ich z. B. im September 1947 aus 90 Ablesungen 77 Stärkegrade, was eine mittlere Stärke von 77 : 90 = 0,86 ergab, wofür auf der Kurve 6,6 km/h abgelesen wurde. Die Angabe auf Zehntelskilometer soll nicht vortäuschen, dass die Geschwindigkeit etwa so genau erfasst werden könnte. Das ist bei dieser Schätzungsmethode gar nicht möglich.

Nachdem nun die Elemente der Daltonschen Formel zusammengesucht und bestimmt waren, wurden die Werte für $(e_0 - e) \cdot (1 + 0{,}084\ W)$ für jeden Monat ausgerechnet und über das ganze Jahr summiert. (Tab. 4, Kol. 7 und 9.) Aus der bekannten, angenommenen Verdunstungsmenge von 800 mm pro Jahr und der Summe der relativen monatlichen Verdunstungsmengen = 42,06 wurde die Konstante C = 19 erhalten. Jedes Monatsbetreffnis für $(e_0 - e)\ (1 + 0{,}084\ W)$ mit C = 19 multipliziert, ergab endlich die monatlichen Verdunstungsmengen laut Tabelle 4 Kol. 11 und Tabelle 7, Kol. 6.

In Anbetracht der häufigen Winde durfte ferner noch angenommen werden, die Lufterneuerung über dem See sei so stark, dass der Fall der Kondensation, wenn $e_0 - e > 0$, nicht berücksichtigt werden müsse.

Es überrascht uns z. B. der hohe Verdunstungsbetrag von 104 mm, der laut dieser Berechnung auf den Oktober 1947 entfallen soll. Er ist begründet im grossen Unterschied der Seeoberflächentemperatur gegenüber der Lufttemperatur, als Folge der vorausgegangenen extrem heissen Sommermonate. Ich bin mir bewusst, dass diese Methode der Verdunstungsberechnung nur ein unvollkommener Ersatz sein kann an Stelle von sorgfältig ausgeführten Messungen. Die Werte werden denn auch mit allem Vorbehalt niedergelegt.[5]

c) Seespiegelvariation

1 cm Aufstau oder Absenkung des Brienzersees entspricht, bei einer Seeoberfläche von 29,66 km², einer Wassermasse von $0{,}2966 \cdot 10^6$ m³ (zirka 300 000 m³). Das bedeutet einen Mehrzufluss bzw. Mehrabfluss von 3,43 m³/sec während 24 Stunden. Da schon die Wasserführung der Hasliaare durch die Anlagen der Kraftwerke Oberhasli reguliert wird, ebenso der Abfluss der Aare aus dem Brienzersee durch die Aareschleusen bei Interlaken (Aufsicht: Baudirektion des Kantons Bern), so entsprechen die Schwankungen des Seeniveaus *nur angenähert* den natürlichen Bedingungen.

Der charakteristische Verlauf der Wasserstandskurve zeigt Tiefstand im Januar bis März und Höchststand im Juni bis September (siehe Tafel II).

Einige spezielle Angaben aus dem Hydrographischen Jahrbuch:

Pegelnullpunkt (Limnigraph Ringgenberg, n. H.)	560	m
Mittlerer Wasserstand 1890—1948	3,81	m
» » im Jahr 1947	3,73	m
» » im Jahr 1948	3,87	m

[5] Nach *Spillmann* (1936, p. 287/88) kann die verdunstete Wassermenge roh als lineare Funktion aus der monatlichen mittleren Mittagstemperatur der Luft (Ablesung 12 30 Uhr) bestimmt werden. Nach seiner Graphik käme ich für den Brienzersee, wie *Spillmann* für den Zugersee, auf eine jährliche Verdunstungsgrösse von 900 mm. Nach *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft*, Mitt. Nr. 25, 1932, p. 31, wird allgemein in der Technik der Wasserverlust durch Verdunstung für Stauseen unter 1000 m Meereshöhe ebenfalls mit 900 mm eingesetzt, wovon ⅔ auf den Sommer und ⅓ auf das Winterhalbjahr entfallen. Das sind rohe Faustregeln. In der monatlichen Verteilung ergeben sich nach den Angaben *Spillmanns* ganz andere Werte. Da er Windverhältnisse und relative Feuchtigkeit ganz ausser acht lässt, glaube ich, dass das Verfahren nach der Daltonschen Formel doch bessere Annäherungswerte geben dürfte.

Tabelle 4 **Berechnung der monatlich verdunsteten Wassermenge und der Verdunstungswärme**

	Wasser-temperatur (Oberfläche)	Dampf-druck e_o	Luft-temperatur in °C	Relative Feuchtig-keit f' in %	Absolute Feuchtig-keit f_o g/m³	Partial-druck $e = \frac{f_o \cdot f'}{100}$	$e_o - e$	Wind-stärke W km/h	1 + 0,084 W	($e_o - e$) mal (1 + 0,084 W)	Verdunstete Wassermenge in mm	Verdunstg. Wärme in 10^9 Cal.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1947												
September	161	137	16,1	81	13,7	11,1	2,6	6,6	1,55	4,03	77	1231
Oktober .	134	115	9,4	89	9,0	8,0	3,5	6,7	1,56	5,46	104	1663
November .	92	87	6,3	87	7,5	6,5	2,2	8,5	1,71	3,76	71	1135
Dezember .	63	72	1,1	88	5,2	4,6	2,6	3,9	1,33	3,46	66	1055
1948												
Januar . .	51	66	2,3	89	5,7	5,1	1,5	6,0	1,50	2,25	43	687,4
Februar .	50	65	1,5	84	5,4	4,5	2,0	4,8	1,40	2,80	53	847,3
März . . .	69	74	7,8	80	8,2	6,6	0,8	5,8	1,49	1,19	23	367,7
April . .	88	85	9,3	81	9,0	7,3	1,2	7,2	1,60	1,92	37	591,5
Mai . . .	125	10,9	14,2	73	12,2	8,9	2,0	9,9	1,83	3,66	69	1103
Juni . . .	153	13,1	14,9	76	12,7	9,7	3,4	8,0	1,67	5,68	108	1727
Juli . . .	152	13,0	14,8	80	12,7	10,2	2,8	7,5	1,63	4,56	87	1391
August . .	153	13,1	16,6	80	14,1	11,3	1,8	9,9	1,83	3,29	62	991,2

Summe Kol. 10 = 42,06

Konstante C = 800 : 42,06 = 19

	Höchste Wasserstände		Tiefste Wasserstände	
	5. 7. 1891	5,16	25. 3. 1921	2,61
	16. 6. 1910	5,33	31. 3. 1925	2,45
	19. 7. 1923	5,06	27. 3. 1944	2,53
Im Berichtsjahr	23. 8. 1947	4,58	11. 3. 1947	2,64
	5. 9. 1948	4,93	28. 12. 1948	3,26

Amplitude der Monatsmittel im Berichtsjahr Sept. 1947 bis Aug. 1948: 4,28 (Juli 1948) minus 3,60 (April 1948) = 0,68 m, das sind 0,4 % des Gesamtvolumens.

d) Abfluss

Laut Angabe im *Hydrographischen Jahrbuch (Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* 1947/48) umfassen die Abflussmengen das Aarewasser in Unterseen (Pegel 115 m unterhalb des Dachwehrs Gurben) und das Nutzwasser des E. W. Interlaken mit Abfluss in den Schiffahrtskanal. Da für das Nutzwasser nur die Tagesmittel berechnet werden, können bei den Extremwerten wohl die Tagesmittel, nicht aber die Spitzen angegeben werden.

Für die monatlichen Abflussmengen der Tabelle 7, Kol. 5, wurden die mittleren Monatsabflussmengen in m^3/sec mit der entsprechenden Anzahl Sekunden multipliziert.

e) Zuflüsse

Tabellen 5, 6 und 7 sowie Tafel II geben eine Übersicht über die verschiedenen charakteristischen Werte aller Flussgebiete. Um die Tabelle 5 nicht zu überlasten, wurden anhand der hypsographischen Kurven die Höhenzonen von 1000 zu 1000 m bestimmt.

Die Wassermassen der beiden Hauptzuflüsse werden metrisch erfasst durch die Limnigraphenstationen Brienzwiler und Gsteig. Hasliaare und Lütschine sind Gewässer vom glazialen Typ B mit Höchstwasserstand im Juli. Ihr Einzugsgebiet ist mit 26,6 % bzw. 20,2 % sehr stark vergletschert und reicht bis an die höchsten Erhebungen der Berner Alpen.[6] Ihre Abdachungsfläche weist eine ausserordentlich starke Neigung auf und erreicht im Gebiet der beiden Lütschinentäler ein Maximum; denn dort ist der Abstand zwischen Hauptwasserscheide und Aare, als Sammelkanal, am kleinsten (*Gerber* Ed. K., 1945).

Nebenbäche mit direkter Mündung in den See

Von der «Neuen Brücke» unterhalb Meiringen bleibt der linksufrige Aarehochwasserdamm bis zum Brienzersee geschlossen; alle linksufrigen Seitengewässer werden durch einen Entsumpfungskanal unmittelbar in den Brienzersee geleitet. Es betrifft dies Wandelbach und Oltschibach aus dem Gebiet NE des Schwarzhorns. Ebenfalls bleibt von der Wilerbrücke an (bei der Station Brienzwiler) bis zum Brienzersee der rechtsufrige Aare-Hochwasserdamm geschlossen; alle rechtsufrigen Seitenbäche werden unmittelbar dem See zugeführt. Es sind die berüchtigten Wildbäche aus dem Rutschgebiet SE des Brienzer Rothorns: Lamm-, Glyssi- und Trachtbach. Die Bäche des linksufrigen Seegehänges fallen, entsprechend dessen tektonischer Struktur, in vielen Kaskaden zu Tal. Am bekanntesten ist der Giessbach, der auch der bedeutendste Nebenfluss ist. An Bedeutung folgt ihm der Mühlebach bei Iseltwald, der den Sägistalsee zum Teil unterirdisch entwässert. Das Wasser des Sägistalsees fliesst *zur Hauptsache* unterirdisch nach E in den Giessbach. Andere, wie der Hauetenbach, der bei Bönigen einen mächtigen Schuttkegel angehäuft hat, führen mehr oder weniger nur zur Zeit der Schneeschmelze oder bei Regenwetter Wasser und verschütten mit ihrem Geschiebe oft die Iseltwaldstrasse.

Die rechtsseitigen Nebenbäche streben in fast gleichmässigem Gefälle die steile, von zahlreichen Runsen regelmässig durchfurchte Flanke des Brienzergrates hinunter. Sie reagieren im Sommer auf jeden Regenguss, bei Schneebedeckung auf jeden Sonnenstrahl. Die Namen Fahrlauigraben, Lauigraben, Bolauigraben und Höllgraben sprechen für sich, und es vergeht kaum ein

[6] Gewässer vom reinsten glazialen Typ A zeigen ihren Höchstwasserstand im August. Nach einer Faustregel beträgt die Vergletscherung ihres Einzugsgebietes mehr als 30 %.

Tabelle 5

Höhenzonen, Bodenbedeckung

Nach *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* 1910

	Flächen in km²						Bodenbedeckung in ‰				
	Total (gerundet)	564 (n. H.) bis 1000	1000 bis 2000 m	2000 bis 3000 m	über 3000 m	Mittlere Höhe	Felsen und Schutthalden	Wald	Firn und Gletscher	Seen	Übrige Gebiete
Aare bis Brienzersee	554	38	183	282	51	2150	380	87	266	2	265
Lütschine bis Brienzersee	379	27	162	148	42	2050	273	122	202	0	403
Nebenbäche	164	52	85	27	—	1350	225	249	2	1	523
Brienzersee	29	29	—	—	—	563,8 n. H.	0	0	0	1000	0
	1126	146	430	457	93	1950	311	121	199	27	342

Tabelle 6

Wasserführung

(langjährige Mittel)

Nach *Hydrograph. Jahrbuch* 1948

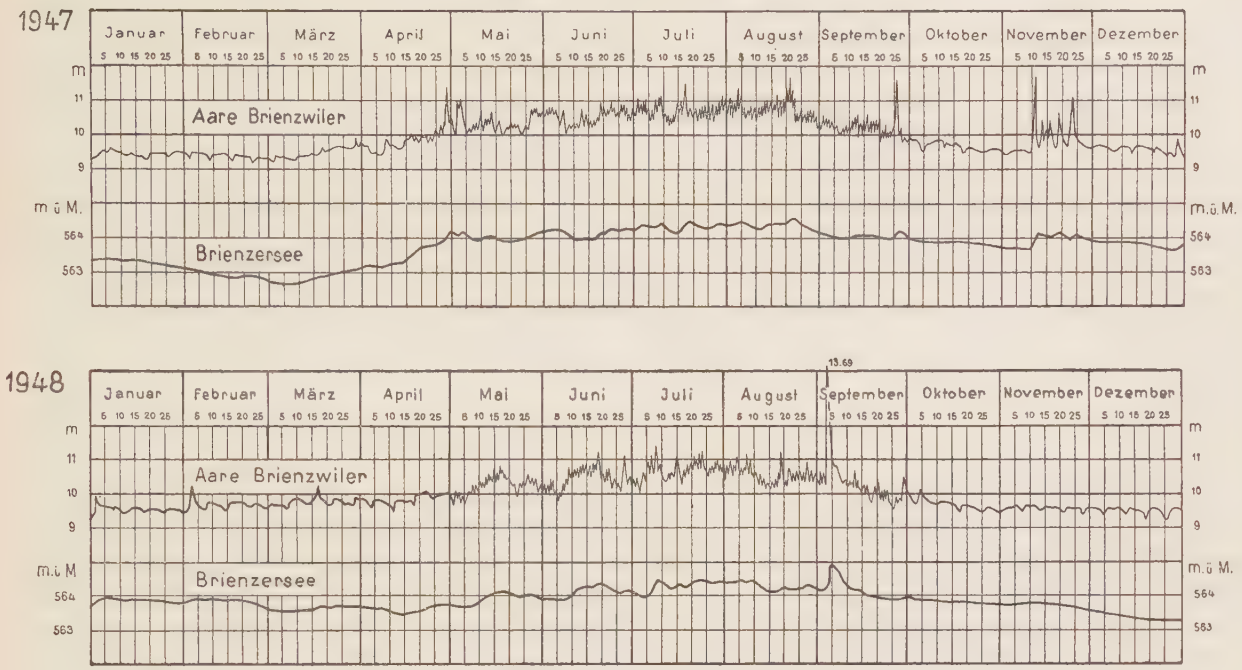
	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
Aare, Brienzwiler 1930—1948	12,5	12,3	14,2	23,9	43,9	69,1	74,2	66,3	46,9	24,6	18,3	13,7
Lütschine, Gsteig 1918—1948	3,61	3,44	5,59	12,6	27,6	42,0	46,6	40,0	24,5	11,3	7,58	4,44

	Durchschnittliche Jahresabflussmenge	Abfluss-Spende Liter pro sec und km²
Aare	35,0 m³/sec	63,2 Liter pro sec und km²
Lütschine	19,2 m³/sec	50,7 Liter pro sec und km²

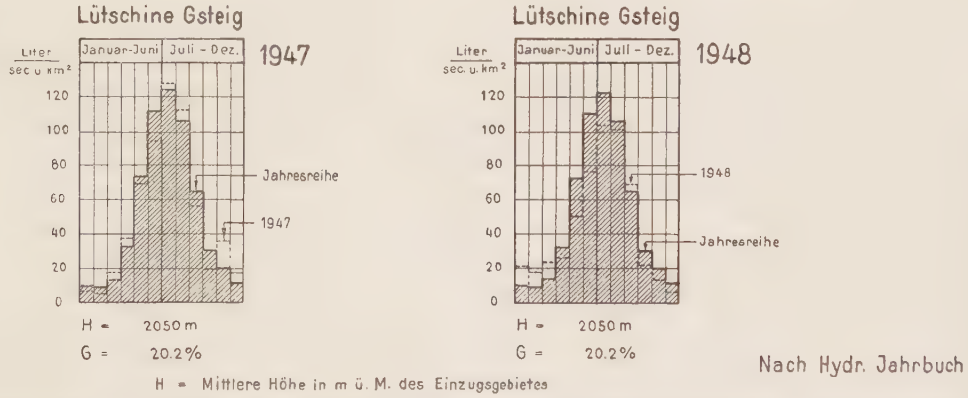
Tafel II.

Hydrologie

Charaktereristischer Verlauf der Wasserstände 1947 und 1948



Mittlere monatl. Abflussmengen für 1947 und 1948 und eine Jahresreihe in l/sec. und km²



Winter, dass nicht mehrmals die Staatsstrasse wegen Lawinenniedergängen zwischen Ringgenberg und Brienz unterbrochen wird. Es wäre ein schwieriges Unternehmen, die Wasserführung all dieser Nebenbäche hydrometrisch zu erfassen.

3. Hydrologische Bilanz

Vorausgesetzt, dass die errechneten Werte für die Verdunstung angenähert den Tatsachen entsprechen, erhalten wir also die Bilanz des Wasserhaushaltes für die einzelnen Monate und für das Jahr. Die Werte sind zusammengestellt in Tabelle 7 und bedürfen weiter keiner Erläuterung.

Tabelle 7

Hydrologische Bilanz 1947/48

alle Zahlen in Millionen m^3

Monat	Z_1 + Hasli-Aare	Z_2 + Lütschine	+ N Nebenbäche	+ R Niederschlag	— Q Aareabfluss	— V Verdunstung	= ± M ± Seeaufspeicherung
	1	2	3	4	5	6	7
1947							
September . . .	110,4	55,5	10,3	1,78	179,9	2,28	— 4,15
Oktober	50,9	19,0	4,0	1,32	79,8	3,08	— 7,71
November . . .	67,1	35,8	27,5	7,30	131,4	2,11	+ 4,15
Dezember . . .	40,4	17,2	7,1	3,24	70,7	1,96	— 4,75
1948							
Januar	42,0	21,0	17,7	5,10	83,0	1,28	+ 1,48
Februar	49,9	16,4	17,8	2,42	89,7	1,57	— 4,75
März	60,8	24,1	13,3	0,94	96,4	0,68	+ 2,08
April	67,4	25,6	18,5	1,09	109,4	1,10	+ 2,08
Mai	118,1	50,6	27,1	1,26	189,4	2,05	+ 5,64
Juni	145,9	74,6	33,4	5,66	249,9	3,20	+ 6,52
Juli	178,9	104,2	54,6	7,08	334,8	2,58	+ 7,42
August	162,3	102,3	32,8	6,01	306,0	1,84	— 4,45
Jahr	1094,1	546,3	264,1	43,2	1920,4	23,73	+ 3,56
	56 %	28 %	14 %	2 %	99 %	1 %	Bruchteil
	100 %				100 %		

Die errechneten und nicht gemessenen Werte für die Wasserabflussmenge der Nebenbäche ist womöglich durch Vergleich noch zu sichern. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Oberstlt. *Lüthy*, Interlaken, bestimmte er die Jahresabflussmenge des Giessbachs 1945 zu 34 Mio m^3; eine andere Angabe im *Jahrbuch* Th. u. Br. See 1947 lautet auf 36,7 Mio m^3.

Wir stellen die Proportion auf:

$$\overbrace{\text{Einzugsgebiet : Wasserführung}}^{\text{Nebenbäche gesamthaft}} = \overbrace{\text{Einzugsgebiet : Wasserführung}}^{\text{Giessbach allein}}$$

$$164 : 274{,}1 = 25{,}5 : x$$

$$x = \frac{274{,}1 \cdot 25{,}5}{164} = 42{,}6$$

Die errechnete Jahresabflussmenge des Giessbachs pro Jahr 1947/48 beträgt also 42,6 Mio m^3, die tatsächlich gemessene Abflussmenge 2 bis 3 Jahre zuvor 34 bis 37 Mio m^3. Die Abweichung beträgt zirka 14 % oder rund 2 % des gesamten Wasserumsatzes.

Eine andere Kontrolle besteht darin, dass man nach *Spillmann* (1936) auf der Kurve: «Grenzwerte der spez. Jahresabfluss-Spende in Funktion der Meereshöhe» die für das betreffende Gebiet bei einer mittleren Höhe von zirka 1500 m zu erwartende Jahresabfluss-Spende in Liter pro km^2 abliest und mit der Fläche multipliziert. Man erhält einen Wert von 228 Mio m^3; die Abweichung gegenüber 274,1 ist etwa gleich wie oben. Dieser Fehler liegt noch innerhalb der Unsicherheitsgrenze.

Aus der Tabelle 7 möchten wir einzig noch 2 Werte herausgreifen: Wasserabflussmenge der Nebenbäche (Kol. 3) im Vergleich zur Niederschlagsmenge des benachbarten Seegebietes (Kol. 4).

	Wasserabfluss-Menge	Regenmenge auf dem See
November 1947	27,5 Mio m^3	7,3 Mio m^3
Juli 1948	54,6 » »	7,08 » »

Bei fast gleichen Niederschlagsmengen floss also im Juli des Jahres 1948 doppelt so viel Wasser ab als im November zuvor.

Erklärung: Nach der langen Trockenzeit des Sommers 1947 brachte der November reichliche Landregen. Die Bodenversickerung beanspruchte grosse Wassermengen. Im Jahre 1948 erhielten die Voralpen im Juni aussergewöhnlich viel Schnee. (Das Vieh musste teilweise wieder hinuntergetrieben werden!) Ein Teil dieses Schnees floss erst im Juli ab, der auch sonst niederschlagsreich war. Der Boden war mehr oder weniger mit Wasser gesättigt. So kommt es, dass in diesem Jahreslauf die Nebenbäche auch glaziales Regime zeigen, während sie normalerweise als Gewässer vom nivalen Typ ihre grösste durchschnittliche Wasserführung im Mai—Juni haben und daneben Spitzen bei heftigen Gewitterregen aufweisen.

4. *Charakteristische Merkmale*

Es seien noch einige charakteristische Merkmale aufgeführt:

Verweilen des Wassers im See (*Forel*, 1901, p. 52). Bei einem Seevolumen von 5,16 km^3 und einem mittleren jährlichen Abfluss von 60,9 m^3/sec geht es 84 729 000 sec = $2^2/_3$ Jahre, bis der See entleert beziehungsweise ganz gefüllt wäre. Er ist demnach trotz seiner grossen mittleren Tiefe, dank des bedeutenden Wasserumsatzes, gut durchflutet.

Zu den Seespiegelschwankungen: Darüber sagt *Halbfass* (1923, p. 125), dass deren Ausmass im allgemeinen um so grösser sei, je grösser das Einzugsgebiet (f_e) im Verhältnis zum Seeareal (f_s) sei, was auch ohne weiteres einleuchtet.

Diese Régimeziffer $\frac{f_e}{f_s}$ beträgt

für den Brienzersee	= 38,5	(*Halbfass*, 1923)
Thunersee	= 50	»
Walensee	= 45,5	»
Zugersee	= 6,65	(*Bütler*, 1950)
Lac d'Annecy	= 11	(*Onde*, 1944)

Nun hangen die Seespiegelschwankungen und damit auch die Möglichkeiten der Überflutung der Ufergebiete sicher auch noch von anderen Faktoren ab, wie Art und Menge der Niederschläge, Reliefenergie und Retentionsvermögen des Bodens.

Eine interessante Studie über den Lac d'Annecy, der trotz seiner kleinen Régimeziffer sehr sensibel auf Niederschläge reagiert, bringt *Onde* (1944).

5. Das Hochwasser vom 4./5. September 1948

Über eine interessante Begebenheiten, das Hochwasser vom 4./5. September 1948, sei nachfolgend noch kurz berichtet.

Die Sommermonate 1948 waren, wie schon erwähnt, kühl und niederschlagsreich. Der Boden war mit Wasser gesättigt; die Schnee- und Gletscherschmelze blieb gegenüber anderen Jahren etwas zurück.

Am 3. und 4. September fielen vor allem im Westtessin und Wallis grosse Niederschlagsmengen. Es wurden gemessen: im Unterwallis 50—60 mm, im Oberwallis bis 100 mm. (Das Maximum erreichte Camedo im Centovalli mit 300 mm!) Diese Niederschläge verursachten ausgedehnte Überschwemmungen im unteren Rhonetal, zwischen Martigny und Charrat.

Am 4. September wurde auch das Berner Oberland in die Hauptniederschlagszone einbezogen. Die Niederschläge fielen vorwiegend am Nachmittag, zum Teil von Gewitterstörungen begleitet. Es wurden gemessen: Grimsel 98 mm, Guttannen 95, Gadmen 52, Meiringen 58, Brienz 31, Grindelwald 76, Eigergletscher 91, Lauterbrunnen 54 und Interlaken 32 mm. Diese Niederschläge, unterstützt durch Schneeschmelze und Bodensättigung, verursachten ein Anschwellen der Hasliaare und Lütschine, wie es seit Menschengedenken nicht mehr beobachtet worden war. Am Abend des 4. September um 21 Uhr wurde in Wilderswil Wasseralarm gegeben. Der Pegel der Lütschine war seit 24 Stunden um 1,75 m gestiegen, was einer maximalen Wassermenge von zirka 180 m^3/sec entsprach, gegenüber dem höchsten Monatsmittel von 39 m^3/sec. An zahlreichen Orten überbordeten die braunen Wasserfluten den Damm. Eine noch gewaltigere Steigerung zeigte der Pegel der Aare bei Brienzwiler. Um 23 Uhr hatte er den Höchststand erreicht; in den letzten 24 Stunden war er um 3,24 m gestiegen. Die maximale Abflussmenge erreichte einen Wert zwischen 310—350 m^3/sec, gegenüber dem höchsten Monatsmittel von 66,8 m^3/sec. Dank der guten Verbauungen blieb das Land von einer Katastrophe bewahrt; die Wassermassen flossen ungehindert in den Brienzersee ab.

Wie reagierte nun dieser auf die Hochwasserwelle? Vom 3. September 23 Uhr bis 5. September 15 Uhr, also in 40 Stunden, stieg der Seespiegel um 76 cm, was einer Wassermenge von 23 Mio m^3 entspricht. Den steilsten Verlauf der Pegelkurve findet man am 4. September zwischen 21 und 22 Uhr mit einer Zunahme von 5 cm. (Die Kopien der Pegelstreifen nebst den zugehörigen Schlüsseln wurden mir in verdankenswerter Weise vom *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* zur Verfügung gestellt.) Der Pegel bei Ringgenberg reagierte also augenblicklich auf die Hochwasserspitze der Lütschine, etwas träger auf die Spitze der Hasliaare. (Um zu entscheiden, ob gewisse Denivellationserscheinungen des Seespiegels aufgetreten seien, müssten die Aufzeichnungen mehrerer Limmigraphen verglichen werden können.) Berechnungen anhand der vorhandenen Pegelstreifen ergaben, dass in den 40 Stunden rund 25 Mio m^3 über der zu dieser Zeit normalen Wassermenge zugeflossen waren. Die Aare zeigte am 5. September bei Unterseen nur einen Mehrabfluss von zirka 8 Mio m^3. Während 24 Stunden nach den Hochwasserspitzen der Zuflüsse, deren Pegelkurven wieder fast auf den Stand vor dem Hochwasser zurückgefallen waren, klang die Pegelkurve des Seespiegels erst nach Ablauf von 6 Tagen aus. So zeigte sich sehr schön die ausgleichende Wirkung des Sees.

Eine genaue Analyse von Hochwasserwellen, zeitlich und quantitativ in Verbindung gebracht mit den sie erzeugenden Niederschlägen, führte Prof. *Gygax* (1948) anhand von vielen Beobachtungen 1939—1944 an der Magliasina im Südtessin aus.

IV. Biologische Untersuchungen

Heuscher J. (1901): Thuner- und Brienzersee, ihre biologischen und Fischereiverhältnisse.

Prof. *Heuscher* machte die beiden Seen, wie der Titel sagt, zum Gegenstand einer hauptsächlich Fischereizwecken dienenden Untersuchung, ausgeführt im Auftrag des Zentralvorstandes des schweizerischen Fischereivereins, in den Jahren 1895—1898. In der Einleitung begründet er anschaulich, dass man nicht eine einzige Gruppe aus der Lebensgemeinschaft eines Sees herausgreifen und gesondert betrachten könne.

«Wir müssen daher, wo immer wir die Fischereiverhältnisse eines Sees verstehen lernen wollen, die gesamte Lebewelt desselben und ihre Existenzbedingungen studieren. Diese letzteren sind zunächst biologischer Natur, sind aber schliesslich abhängig von chemischen und physikalischen Vorgängen; auch Lage, Grösse, Form, Bodengestaltung, Beschaffenheit der Ufer und des Grundes, Tiefe, Wassermenge, Zu- und Abflussverhältnisse, Temperatur usw. usw., also eine grosse Zahl von Faktoren sind in Berücksichtigung zu ziehen bei der Feststellung der Lebens-, vor allem der Ernährungsbedingungen der Fische, kurz die wissenschaftliche Forschung muss sich auch auf dem Gebiet der Fischerei in den Dienst der Praxis stellen.»

Gemäss dieser Zielsetzung ist denn auch die Arbeit ein abgerundetes Ganzes und berücksichtigt alle diese aufgezählten Faktoren.

Nils von Hofsten (1911): Zur Kenntnis der Tiefenfauna des Brienzer und des Thuner Sees.

Der erste Teil enthält eine Aufzählung der Tiefenformen in systematischer Reihenfolge. Als Fanggerät diente ausschliesslich der Schlammschöpfer *Forels*.

Im zweiten Teil werden allgemeine, besonders tiergeographische Fragen besprochen in bezug auf marine und glaziale Relikte. Nur will es scheinen, dass *von Hofsten* eben den Fehler begangen hat, vor dem *Heuscher* warnte: er stellte Vergleiche an mit der Tiefenfauna anderer Seen, ohne dass die Umweltfaktoren berücksichtigt wurden.

Surbeck Georg (1917): Der Brienzlig (Coregonus exiguus Klunz. var. albellus Fatio) des Brienzersees. Neue Beobachtungen. Fang- und Zuchtversuche.

Fischereiinspektor *Surbeck* weist zunächst nach, dass es sich beim sog. «*Brienzlig*» nicht um ein Jugendstadium des Balchen, sondern um eine eigene Art der kleinwüchsigen Felchenarten handelt. Auf Grund von Fangversuchen wird festgestellt, dass dieser Fisch nur selten die Länge von 18 cm erreicht (gesetzliches Mindestmass für Felchenfänge), ein durchschnittliches Stückgewicht von nur 30 g aufweise und sich vornehmlich in tieferen Schichten des Sees, in 80 bis 100 m Tiefe aufhalte, wo er im September auch laiche, und dass er künstlich gezüchtet werden könne. Für die Praxis werden die Schlussfolgerungen gezogen, dass durch den Erlass von fischereipolizeilichen Spezialvorschriften der Brienzligfang sich zu einer rentablen Spezialfischerei entwickeln könnte. Den diesbezüglichen Anträgen wurde von seiten der massgebenden Behörden im Jahr 1917 auch entsprochen.

Flück Hans (1926): Beiträge zur Kenntnis des Phytoplanktons des Brienzersees.

Eine umfassende biologische Untersuchung führte der mit den örtlichen Verhältnissen bestens vertraute *H. Flück* 1921/22 als Promotionsarbeit der ETH aus.

Im ersten Teil werden die Existenzbedingungen beschrieben, ähnlich wie bei *Heuscher*. Besondere Aufmerksamkeit wird der Thermik und dem Chemismus gewidmet, als Hauptfaktoren bei der Feststellung der Lebensbedingungen.

Im zweiten Teil werden die Planktonfänge klassifiziert und einzeln beschrieben. Sodann wird die räumliche und zeitliche Verteilung des Phytoplanktons in Beziehung gebracht mit den beobachteten physikalischen und chemischen Eigenschaften des Sees. Am Schluss werden für das ganze Untersuchungsjahr in 12 Tabellen die Ergebnisse in übersichtlicher graphischer Darstellung gebracht.

Bericht: EAWAG. 1947.

Die neueste fischereibiologische Untersuchung wurde im Auftrag der Forstdirektion des Kantons Bern, Abteilung Jagd und Fischerei, durch die EAWAG *(Eidg. Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz)* 1945/46 durchgeführt.

Die Resultate wurden nicht publiziert, da es sich um eine interne Verwaltungsangelegenheit handelte. Doch gewährte mir die Forstdirektion in verdankenswerter Weise, Einblick in den Bericht der EAWAG zu nehmen, und erlaubte mir die Verwertung der meine Arbeiten berührenden Angaben.

Veranlasst wurde die Untersuchung durch die Klagen der Brienzersee-Berufsfischer, wonach im Laufe des Jahres 1943 die Felchenerträge stark zurückgingen. Zugleich wurde eine stärkere Trübung des Sees festgestellt, die 1944/45 eher noch zunahm. Es stellte sich die Frage, ob diese Ereignisse in ursächlichem Zusammenhang mit der Inbetriebnahme der zweiten Stufe Innertkirchen der Kraftwerke Oberhasli stünden.

Vom 25. bis 27. Oktober 1945 und vom 13. bis 15. März 1946 wurden von der EAWAG je an acht, über den ganzen See verteilten Stellen Wasserproben aus verschiedenen Tiefen entnommen. Es wurden die gleichen Bestimmungen vorgenommen, wie sie *Flück* ausführte, nämlich: Temperatur, Sichttiefe, Sauerstoffgehalt, freie Kohlensäure, Gesamt- und Carbonathärte. Ausserdem wurde die Analyse durch eine Reihe weiterer Bestimmungen ergänzt, wie: Durchsichtigkeit, P_H-Gehalt und elektrische Leitfähigkeit.[7]

Auf einzelne Ergebnisse all dieser genannten Untersuchungen, soweit sie mein Untersuchungsgebiet betreffen, kann bei den betreffenden Abschnitten eingegangen werden.

[7] Da Thuner- und Brienzersee oft in einem Atemzug genannt werden, sei noch auf eine Publikation von Chefing. *H. Gubelmann* hingewiesen: «Die Vorarbeiten der Wasserversorgung der Stadt Bern für ein Grundwasserwerk im Aaretal.» 1944. Der Verfasser berichtet über physikalische, chemische, bakteriologische und biologische Untersuchungen des Thunerseewassers.

V. Anthropogeographische Verhältnisse

1. Kulturgeschichtliches

Nöthiger Joh. Rud. (um 1780): «Physisch-topographische Beschreibung des Brienzersees in sich haltend die zwey Kirchgemeinden Brienz und Ringgenberg.»

Die Ökonomische Gesellschaft des Kantons Bern, im Bestreben, der darniederliegenden Landwirtschaft in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts neuen Aufschwung zu verleihen, regte u. a. durch Preisaufgaben an, in «*Topographien*» nach empfohlenem Programm neben der Beschreibung der Gestalt und Bodenbeschaffenheit eines Landesteils besonders die Bevölkerung, deren Beschäftigung und häusliches Leben zu schildern.

Eine solche «Topographie» verfasste *Joh. Rud. Nöthiger,* der als Pfarrer von Ringgenberg (1770—1783) ein offenes Auge für kulturelle und wirtschaftsgeographische Verhältnisse hatte. («Diese Beschreibung gründet sich auf eigene Erfahrung und ächte Nachrichten und kann die genaueste Prüfung aushalten.»)

Die «Topographie» wurde nicht gedruckt. Die Handschrift umfasst etwa 60 eng beschriebene Seiten und kann auf der Stadtbibliothek Bern eingesehen werden (Quartband Nr. 10 der Ökonomischen Gesellschaft). Lehrer *E. Buri* (1929), Ringgenberg, gebührt das Verdienst, diese Schrift der Öffentlichkeit zugänglich gemacht zu haben. Leider liegt nur der erste Teil vor, der von den Einwohnern, den Dorfschaften und den Kulturen handelt. Die geplante Fortsetzung, die mehr die Beschreibung der physikalischen sowie der forstwirtschaftlichen Verhältnisse enthalten sollte, erschien meines Wissens nicht im Druck.

Unter dem Motto: «Das Land, das von Milch und Honig fliesset» bringt *Nöthiger* neben köstlichen Schilderungen über tägliches Leben, Sitten und Gewohnheiten sowie neben naturkundlichen Beobachtungen auch ein interessantes statistisches Material.

Zuerst schreibt der Berichterstatter über die geographische Lage sowie vom milden, feuchten Klima, von Wind und Wetter. Köstlich mutet uns die Beschreibung des Föhns an: «Die gewöhnlichen Winde sind Ost und West, samt einem warmen Südwind, Phön genannt, kommt ursprünglich aus Afrika, woselbst er oft Menschen und Vieh ersterbt; hieher aber kommt er geradezu aus Italien über den Hasleberg, bricht meist im Frühling ein, hält oft 2 bis 3 Wochen aus und ist Menschen und Pflanzen schädlich, verursacht Rheumatismus und ersterbt die Blust . . . wischt aber auch den Schnee in wenig Stunden wegg und verursachet die häufigen Schneelauenen.»

Den letzten Abschnitt widmet Nöthiger der Betrachtung des Sees. Dieser sei oft recht stürmisch wegen den einbrechenden Bergwinden, die, weil er allzu enge von Bergen rings herum eingeschlossen sei, ihren freien Ausgang nicht fänden. Dass der See nie zufriert, schreibt Nöthiger dem Umstand zu, dass er durch die starke Durchflutung stets in Bewegung erhalten werde. «Auch gewahret man öfters einen weissen Schleim oben auf dem Wasser, der ohne Zweifel von der Reinigung und Auswurfe des Sees herrührt.» Im Gegensatz zur allgemeinen Ansicht erkennt er den «gelben Schleim oder Köder, der sich im Sommer darauf zeiget», nicht als «Seeblust», sondern als Blütenstaub.

Es folgt noch eine Aufzählung der verschiedenen Fischarten nebst Angaben über Laichzeit, Art des Fischfangs und Möglichkeiten der schmackhaften Zubereitung. Den «Brienzlig» erkennt er schon als Spezialart der Felchen und gibt Ratschläge, wie der Brienzligfang sich zu einem neuen Handelszweig entwickeln könnte (vgl. *Surbeck,* 1917).

Alles in allem: Man kann nur staunen, welche Fülle diese «*Topographie*» von Pfarrer *Nöthiger* birgt, und sie ist uns heute mehr wert als die 15 Dukaten, die der Verfasser als Preis erhalten haben soll!

Geiser Karl (1914): Brienzersee und Thunersee, Historisches und Rechtliches über den Abfluss.

Aus den wertvollen Ausführungen von Professor *Geiser* seien einige Schlussfolgerungen festgehalten:

Die hydrologischen Verhältnisse sind nicht nur durch Klimaschwankungen, sondern auch durch das Eingreifen der Menschen verändert worden.

Dass die Lütschine durch die Mönche des Klosters Interlaken in den Brienzersee geleitet worden sei, stellt sich als unrichtig heraus. Die Wasserbauten, die im 13. Jahrhundert ausgeführt wurden, bezweckten, den alten Lauf der Lütschine nach Bönigen zu sichern und ein Ausbrechen zu verhindern.

Für die Fischerei des Klosters Interlaken wurden im 15. Jahrhundert grosse Wasserbauten ausgeführt. Besonders die Aareschwelle bei Unterseen gab Anlass zu jahrhundertealten Streitigkeiten, weil sie den Schiffsverkehr behinderte und durch den Rückstau das Gelände am Brienzersee mit Versumpfung bedrohte. Das Hochwasser von 1851 brachte so schweren Schaden, dass eine Korrektion des Abflussbettes sich aufdrängte. 1853 wurde mit der Erstellung der Schleusenwerke bei Unterseen angefangen und damit beendigt, dass das Aarebett gegen den Brienzersee zu ausgebaggert wurde. Der Schleusendienst gab aber zu fortwährenden Streitigkeiten Anlass, da nie allen oft einander entgegengesetzten Wünschen und Forderungen entsprochen werden konnte.

Mit der Korrektion der Aare unterhalb Unterseen, mit der Erstellung des Schiffahrtskanals und damit verbunden mit dem Bau der Wasserkraftanlage war 1893 der Zustand so geschaffen, wie er im wesentlichen heute noch besteht.

(Vergleiche auch: Zu den Wasserrechtsverhältnissen am Thunersee. Auszug aus Referat von Regierungsrat *Guggisberg*. Jahresbericht Uferschutzverband, 1942.)

Traeber Hans (1946): Das Wasserregal über den Thuner und Brienzersee bis zur Reformation.

Traeber zeigt, durch Wiedergabe vieler Urkunden belegt, wie im 13. Jahrhundert das erstarkte Kloster Interlaken die Schwäche der Reichsgewalt wahrnahm und an einem für den Erwerb von Wasserrechten prädestinierten Ort diese mehr und mehr an sich zog. Als stärkste Macht im Thunerseegebiet erwarb es die Wasserrechte am Aareauslauf zwischen den Seen und das Fischereirecht im Brienzersee. In den Streitigkeiten zwischen dem Kloster und dem benachteiligten Städtchen Unterseen anerkannte Bern die Alleinberechtigung des Klosters am Aarelauf zwischen den Seen, was sich als geschickter Schachzug in der bernischen Wasserpolitik erwies. Denn als bei Anlass der Reformation 1528 die klösterlichen Güter eingezogen wurden und deren Rechte an den Staat übergingen, konnte Bern uneingeschränkt seine Macht entfalten in der Ausübung des Wasserregals über den Thuner- und Brienzersee.

2. Kurze geographische Monographien

Im *Geographischen Lexikon der Schweiz* (1902) bringt Prof. *Zeller* vom Brienzersee eine konzentrierte Zusammenfassung über die bis zur Abfassung bekannten geologisch-morphologischen, morphometrischen, hydrologischen, physikalischen und biologischen Eigenheiten sowie über Besiedlungs- und Verkehrsverhältnisse.

Den Abschnitt: «Das Berner Oberland» in *Frühs* Geographie der Schweiz (1938) bearbeitete Prof. *Nussbaum*. Hier gewinnt man einen guten Überblick über den allgemeinen geographischen Rahmen, und die Seegebiete, die man zu den schönsten Landschaften der Schweiz zählen darf, erfahren mit Recht eine entsprechende Würdigung.

3. Schiffsverkehr

Dampfschiffahrt auf dem Thuner- und Brienzersee: Unter diesem Titel erschien ein Separat-Abdruck aus «Die Industrielle und Kommerzielle Schweiz», 1907. Diese Schrift, ohne Nennung des Verfassers, bringt zunächst einen geschichtlichen Überblick und eine landwirtschaftliche Schilderung des ganzen Seegebietes, um dann auf die Entstehung und Entwicklung der Dampfschiffahrt auf beiden Seen einzugehen. In hübschen Bildern wird der ganze Schiffspark (bis 1906) vorgestellt, und in Zahlentabellen spiegeln sich die Geschicke dieses Verkehrsunternehmens.

Die Dampfschiffahrt auf dem Thuner- und Brienzersee, 1940. Professor *Volmar*, der gewesene Direktor der BLS., berichtet nochmals kurz über Entwicklung und Stand des Schiffahrtsunternehmens bis 1940.

Dem Wechsel von guten Konjunkturjahren mit zunehmendem Fremdenverkehr und Ausbau der Touristenbahnen einerseits und der Kriegs- und Krisenjahre anderseits war das Unternehmen von jeher besonders stark unterworfen. 1839 überführte ein Herr Matti aus Vivis das erste

Dampfschiff vom Genfersee auf den Brienzersee. Nach verschiedenen Konkurrenzkämpfen ging aus dem ursprünglichen Knechtenhoferschen Schiffahrtsunternehmen auf dem Thunersee die «Dampfschiff-Gesellschaft Thuner- und Brienzersee» hervor. Seit 1913 ist das Transportunternehmen der Berner Alpenbahn BLS einverleibt. Mit der Betriebsaufnahme des Dieselmotorschiffes «Rothorn», 1950, wird ein rentablerer Schiffsbetrieb auf dem Brienzersee erhofft.

4. *Naturschutz*

In einem Referat: Der Brienzersee, gehalten an der Generalversammlung des Uferschutzverbandes Thuner- und Brienzersee am 31. Januar 1942 in Bönigen, schildert Hermann *Hiltbrunner* (1943) eine Fahrt über den Brienzersee. Er zeigt, wie Naturbeobachtung mit ästhetischem Empfinden verbunden in dichterisch schwungvolle Form gebracht werden kann.

Hans *Spreng*, der rührige Präsident des Uferschutzverbandes Thuner- und Brienzersee, bringt in Nr. 30 der *Berner Heimatbücher*, betitelt: «Der Brienzersee», einen Strauss reizender Details über den See, seine Umgebung und die ansässige Bevölkerung.

Über die Bestrebungen und erreichten Ziele des *Uferschutzverbandes* orientieren dessen Jahresberichte, die seit 1943 als «Jahrbücher vom Thuner- und Brienzersee» erscheinen, und die eine Fundgrube sind für natur-, volks- und wirtschaftskundliche Arbeiten.

Iseltwald

Bönigen

Beide Bilder: Blick seeaufwärts. Rechts die Faulhornkette, im Hintergrund der Brienzergrat - *Photos:* Brunner, Iseltwald und Alpar

C. DIE ENERGIEVERHÄLTNISSE DES BRIENZERSEES

I. Methoden zur Bestimmung des Energiegehaltes

1. Bestimmung des Wärmeinhaltes

Solange die Limnologie als naturwissenschaftliche Disziplin betrieben wird, war es der Angelpunkt jeder limnologischen Arbeit, die Wärmeverhältnisse eines Sees zu untersuchen. In geographischer und geophysikalischer, insbesondere in biologischer Hinsicht können daraus wertvolle Schlüsse gezogen werden.

Es wurden verschiedene Methoden studiert, wie der Wärmeinhalt, d. h. die Wärmemenge in Kalorien, die ein See über 0 ° C aufspeichert, bestimmt werden kann. Sie können alle auf zwei grundsätzlich verschiedene Methoden zurückgeführt werden.

Nach *Forel* (1901) wird der See als eine Art zylindrisches Gefäss betrachtet, dessen Tiefe mit der maximalen Seetiefe übereinstimmt. Die Berechnung des Wärmeinhaltes gestaltet sich demnach sehr einfach, um so mehr, als die spezifische Wärme des Wassers gleich 1 gesetzt wurde. Es wird eine thermometrische Lotserie in Tiefenabständen von 10 zu 10 m aufgenommen. Sie kann in tieferen Schichten mit genügender Genauigkeit durch Interpolation erhalten werden. Die Summe dieser Temperaturzahlen stellt den Wärmeinhalt der Einheitswassersäule in Cal dar, wenn als Querschnitt der Wassersäule 1 cm^2 angenommen wird. *Forel* führt damit auch erstmals den Begriff der Wärmebilanz in die Seenkunde ein. Die Differenz zwischen den aus zwei zeitlich aufeinanderfolgenden Lotungen sich ergebenden Wärmesummen gibt in Cal den Wärmegewinn oder -verlust an, den die Wassermasse durch 1 cm^2 ihrer Oberfläche erlitten hat.

Um den Gang der Erwärmung oder Abkühlung des Wassers in verschiedenen Zeiten und Schichten zu beobachten, wird man immer diese einfache Temperaturlotung ausführen müssen.

Soll aber der Wärmeinhalt des ganzen Sees berechnet werden, und sollen erst noch, auf Grund von Vergleichen mit Messungen an anderen Seen, klimatologische Gesetzmässigkeiten abgeleitet werden, so liefert diese Methode irreführende Resultate. Denn man hat zu berücksichtigen, dass sich das Seebecken nach der Tiefe zu verengert, dass also den tieferen Schichten ein geringerer Einfluss auf den Gesamtwärmeinhalt zukommt als den oberflächennahen Schichten. Auf Grund der Isobathenkarte eines Sees kann man das Areal jedes beliebigen Horizontalschnittes ausmessen und damit das Volumen jeder gewählten Schicht berechnen (idealisierter Kegelstumpf: Volumen gleich mittlere Grundfläche mal Höhe). Multipliziert man diese Teilvolumina mit den zugehörigen Mitteltemperaturen und bildet man die Summe all dieser Teilprodukte, so erhält man den gesamten Wärmeinhalt eines Sees. Dieser Wärmeinhalt dividiert durch das Volumen des Sees gibt die wahre Mitteltemperatur. Dividiert man aber den Wärmeinhalt durch die Oberfläche, so gibt uns der erhaltene Quotient den durchschnittlichen Wärmeinhalt unter der Einheit der Oberfläche (1 m^2 oder 1 cm^2) an. Seine Veränderungen im Laufe eines Jahres zeigen uns an, welche Wärmemengen durch die Flächeneinheit, sei es auf dem Wege der Aufnahme oder Abgabe, in einem bestimmten Zeitabschnitt hindurchgegangen sind.

Das ist im Prinzip eine einfache arithmetische Mischungs- und Durchschnittsrechnung. Sie wurde m. W. durch *Halbfass* (1905 und 1923) in die Limnologie eingeführt. In allen neueren limnologischen Werken fusst die Temperatur- und Wärmeinhaltmessung auf diesen beiden Grundarten nach *Forel* oder nach *Halbfass*. Voraussetzung ist natürlich für die Methode *Halbfass*, wobei der See geometrisch als eine Art abgestumpfter Kegel betrachtet wird, dass eine gute Isobathenkarte des Seebeckens vorliegt. Bei unseren schweizerischen Seeaufnahmen sind die Isobathen die direkte Fortsetzung der Isohypsen auf dem Land. Es ist ein einfaches vermessungs-

technisches Problem, auf dem Weg über die hypsographische Kurve die Areale der einzelnen Horizontalabschnitte, bzw. die Volumina der einzelnen Schichten von der Seeoberfläche nach der Tiefe hin zu ermitteln. Auf dem Wege der graphischen Integration kann nicht nur das Volumen, sondern auch der Wärmegehalt eines Sees bestimmt werden.

Einen originellen Weg zeigt Ing. *de Perrot* (1932). Angeregt, die Temperaturverhältnisse des Neuenburgersees nach der Juragewässerkorrektion zu untersuchen und eventuelle Rückwirkungen der neuen hydrologischen Verhältnisse mit zeitweiligem Rückstau des Zihlkanals auf das thermische Verhalten des Sees zu ermitteln, führte er 1927 bis 1932 seine Messungen durch. Zur Hauptsache wurde jeden Monat ein thermisches Profil mit 5 Lotungen auf der Linie Neuenburg—Port Alban aufgenommen. In der Bestimmung des Wärmeinhalts des ganzen Sees schlägt *de Perrot* einen Mittelweg zwischen den Methoden nach *Forel* und *Halbfass* ein unter Verwendung eines graphischen Verfahrens. Über unsere Stellungnahme zur aufgestellten Wärmebilanz siehe p. 55.

Wilh. *Schmidt* (1915) gibt für die Bestimmung des Wärmeinhaltes eines Sees ein graphisches Verfahren an, das die Berechnung rasch und bequem gestaltet. Da ich dieses Verfahren für meine Brienzersee-Untersuchungen angewendet habe, sei es nachfolgend kurz beschrieben und mit meinen Ergebnissen belegt.

Wir gehen von der gewöhnlichen Temperaturkurve aus: Temperatur als Abszisse, Tiefe als Ordinate. Die Temperaturwerte für die einzelnen Tiefenstufen sollten Mittelwerte des ganzen Seebeckens sein. Es war aber praktisch nicht möglich, am gleichen Tag immer Lotungen über den ganzen See verteilt vorzunehmen. Auf Grund von Kontrollmessungen und in Übereinstimmung mit *Flück* (1926) kann man aber annehmen, dass die horizontale Wärmeverteilung im ganzen, einfach gestalteten Seebecken gleichmässig sei.

Jedes Volumteilchen wird mit der ihm eigenen Temperatur multipliziert und alles über den ganzen Seeinhalt summiert. Diese Integralrechnung wird graphisch dermassen ausgeführt, dass man die von den Koordinatenachsen und der Temperaturkurve eingeschlossene Fläche planimetriert und das Ergebnis mit dem entsprechenden Proportionalität-faktor multipliziert. Bei der Auswertung der Temperaturkurve hat man aber zu berücksichtigen, dass den tieferen Wasserschichten ein kleineres Volumen zukommt. Man muss somit als Ordinate eine Tiefenskala benützen, bei welcher der Abstand zweier Teilstriche proportional dem in dieser Tiefe herrschenden Volumen ist.

Diese Volum-Tiefenskala wurde empirisch folgendermassen konstruiert. Anhand der hypsographischen Kurve (Tafel I) wurde zuerst planimetrisch festgestellt, welches Volumen sich unterhalb eines bestimmten Niveaus befindet, mit andern Worten welche Wassermenge zurückbliebe, wenn man sich den Seespiegel stufenweise von 10 zu 10 m abgesenkt denkt. In einem neuen Koordinatensystem wurden die Werte für diese Restvolumina als Abszissen eingetragen, während auf der Ordinate die Tiefenmeter abgetragen wurden. Die Verbindung der erhaltenen Punkte ergab die Kurve nach Fig. 1. Sie erlaubt, die Restvolumina für jede beliebige Tiefenstufe zu interpolieren. Die Schnittpunkte der Tiefenstufen, auf welchen die Temperaturen gemessen wurden, mit der Kurve wurden auf die Abszisse projiziert und lieferten so die gesuchte Volum-

Volum-Tiefenskala

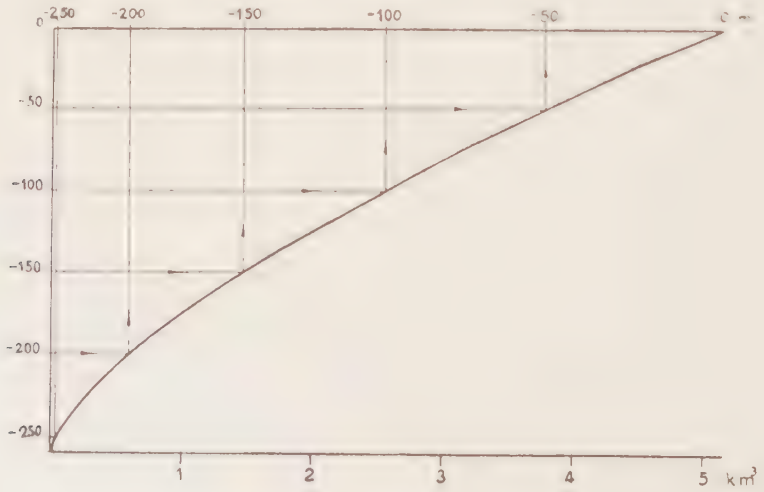


Fig. 1

Tiefenskala, welche hinfort, um 90 ^{0} gedreht, als Ordinate für die Konstruktion der Temperaturkurve dienten. So ergaben sich die Wärmeinhaltsdiagramme, die, planimetriert, direkt den Wärmeinhalt des ganzen Sees darstellen. (Siehe Fig. 2, p. 29.) Um für die Praxis in geeigneten Dimensionen zu bleiben, wurden im Original folgende Maßstäbe verwendet:

1 mm der Abszisse (Temperaturachse) entsprach 0,1 ^{0} C

1 mm der Ordinate (Tiefenachse) entsprach 10^7 m^3 = 10^{10} dm^3

1 mm^2 des Wärmeinhaltdiagramms entsprach = $10^{10} . 10^{-1} = 10^9$ Cal

Die Originaldiagramme wurden für jede Terminmessung konstruiert und mit dem Ottschen Scheibenrollplanimeter, der mir zu diesem Zweck von der Landestopographie in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt wurde, ausplanimetriert. Die erhaltenen Wärmeinhaltswerte wurden in der Hauptkurve, Tafel IV, nach der Zeit aufgetragen.

Es kann erst jetzt eine fruchtbare Diskussion einsetzen über den Wärmeinhalt, seine Änderungen und deren Abhängigkeit von den meteorologischen Faktoren. Die Durchschnittstemperatur des ganzen Sees aber, als Quotient aus Wärmeinhalt und Volumen, erlaubt Vergleiche zu ziehen mit anderen Seen. (*Halbfass,* 1923.) Wenn Mitteltemperaturen bis auf Tausendstel Grad angegeben werden, so will das nicht heissen, dass die Messungen mit solcher Genauigkeit ausgeführt werden können. Es sind theoretische Vergleichswerte; sie fallen auf der Kurve der Tafel IV mit den Wärmeinhaltswerten zusammen. (0,001 ^{0} Unterschied in der Durchschnittstemperatur entspricht 5,157 · 10^9 Cal. Über Fehlergrenzen und Unsicherheitsbereich siehe p. 30.)

Tafel III dagegen zeigt, ausgezogen und gestrichelt, 2 Jahreszyklen von Wärmeinhaltsdiagrammen in dreiachsiger Darstellung. Die eingetragenen Temperaturen entsprechen hier monatlichen Mittelwerten.

2. Bestimmung des Gehaltes an mechanischer Energie

a) Allgemeines

Wir zitieren eingangs *Schmidt* (1928):

«Die zunehmende Zahl der Beobachtungen über Temperaturverteilung in den Seen brachte eine Reihe von Tatsachen ans Licht, die nicht bloss verzeichnet werden durften, sondern auch nach wissenschaftlicher Erklärung verlangten. Eine der wichtigsten Fragen aus diesem Kreis ist die nach der Art und Weise, wie die Erwärmung und Abkühlung eines Sees vor sich geht und welche äusseren Bedingungen seinen Wärmehaushalt beeinflussen.»

Der Einfluss der direkten Wärmeleitung auf die Erwärmung tieferer Schichten ist äusserst gering (*Emden,* 1940). Auch die eindringende Sonnenstrahlung wird, wie Laborversuche ergaben, schon in den obersten Schichten verschluckt. Kommt also für die Erwärmung der tieferen Schichten nur Massentransport, nur Konvektionsströmung in Frage. Bei der Abkühlung eines stehenden Gewässers ist das Auftreten von Durchmischungsströmungen leicht verständlich. Wasserteilchen, die an der Oberfläche abgekühlt worden sind, werden spezifisch schwerer und sinken in tiefere, ihrer jetzigen Temperatur entsprechenden Schichten ab. Man kann dies als thermische Konvektion bezeichnen. (*Forel,* 1901, p. 122.) Aber wie kommt es, dass beim gegenteiligen Vorgang, beim Erwärmen eines Sees, auch die tieferen Schichten, zum Beispiel in 10 und 20 m Tiefe, wärmer werden, da doch das oberflächlich erwärmte Wasser wegen seiner geringeren Dichte nicht absinken kann, Leitung und Strahlung aber auch nicht so weit einzudringen vermögen? Wie kommt es zum Phänomen der Sprungschicht?

Es waren grossenteils die Ergebnisse der schottischen Seenforschungen, neben genauen Beobachtungen an Alpenseen, die auf die Wirkung des Windes als ausschlaggebend hinwiesen. (*Halbfass,* 1923, p. 183.) Anstatt von thermischer Konvektion, wie vorhin erwähnt, spricht man in diesem Fall von dynamischer Konvektion. Der durch sie bewirkte Massenaustausch hat das Bestreben, ganz ähnlich wie eine eigentliche Wärmeleitung, die Temperaturgegensätze zu vermindern, und er ist es, der den Wärmehaushalt beherrscht (*Schmidt,* 1928, p. 146/47).

Unabhängig voneinander haben nun *Schmidt* und *Birge* gezeigt, wie man diesen Massenumsatz zahlenmässig erfassen kann.

Birge betrachtet als Ausgangszustand, von dem aus die Änderung des Gehaltes an mechanischer Energie berechnet wird, den des Dichtemaximums. Die Energie, die zur Erzeugung einer bestimmten Schichtung im See aufgewendet werden muss, ist gleich der Summe jener Arbeitsleistungen, welche der Wind dadurch vollbracht hat, dass er die an der Oberfläche erwärmten Wassermassen an den Platz hinschaffte, wo sie sich zur Zeit der Messung befinden, entgegen dem Auftrieb einer zur Zeit des Dichtemaximums gleichmässig auf 4° temperierten Wassermasse. Man kann es sich vorstellen als die Arbeit, welche nötig ist, um eine Korkschicht durch das Wasser auf eine tiefere Lage herabzudrücken. *Birge* deutete diese Gedankengänge erstmals 1914 an und fasste sie 1916 in Formeln.[1]

Schmidts Gedankengänge beruhen auf anderen Voraussetzungen. Er bestimmt den Arbeitsaufwand, der erforderlich ist, um eine bestehende Schichtung zu zerstören, d. h. um geschichtete Wassermassen so zu durchmischen, bis sie überall die gleiche mittlere Temperatur angenommen haben. Diesen Arbeitsaufwand bezeichnet Schmidt als **Stabilität der Schichtung**. In der normalen stabilen Lage sind also kältere, schwerere, von wärmeren, leichteren Wassermassen überlagert. Der Schwerpunkt der gesamten Wassermasse sinkt dann; das System ist nicht mehr imstande, Arbeit zu leisten, es besitzt keine potentielle Energie. Es sei noch bemerkt, dass potentielle Energie hier nicht im gebräuchlichen Sinn zu verstehen ist als Arbeitsmöglichkeit beim Fall von Wassermassen auf ein tieferes Niveau. «Das Bezeichnende der stabilen Lage ist eben der Mangel an potentieller Energie gegenüber den andern möglichen Zuständen.» Bei jeder Änderung der stabilsten Lage muss sich der Schwerpunkt wieder heben. Er hat die höchstmögliche Lage erreicht, wenn die gesamte Wassermasse durchwegs gleiche Dichte hat. Diese Lage wird als Vergleichslage benützt. *Schmidt* definiert die Stabilität S als die Arbeitsmenge, welche notwendigerweise aufgewendet werden muss, um die anfängliche Schichtung in eine gleichförmige Verteilung überzuführen. Sie ist gleich dem Arbeitsaufwand zum Heben der ganzen Wassermasse um die Strecke, um welche der Schwerpunkt gehoben wird.

Schmidt weist nach, dass *Birges* Arbeitsmass (er bezeichnet es mit B) brauchbar ist zur Beurteilung eines bestimmten Zustandes, insbesondere wenn es sich um eine vorhergehende Zufuhr von Wärmeenergie handelt, dass es aber versagt, wenn die durch den Wind geleistete Durchmischungsarbeit mit erfasst werden soll. Sein eingeführtes Mass der Stabilität entspricht aber beiden Fällen. Es leistet bei Zufuhr von Wärmeenergie dasselbe wie *Birges* Mass, gibt aber anderseits die vom Wind geleistete Durchmischungsarbeit voll wieder.

Der Reiz und die zwingende Logik, die in diesen letzten Endes finalen Schlussfolgerungen gegenüber der kausalen Betrachtungsweise *Birges* liegt, die klare einfache Formulierung und die Methode einer einfachen graphischen Auswertung liessen mich meine Ausrechnungen und Darstellungen ganz auf *Schmidts* Arbeitsmass der Stabilität S stützen.

b) Berechnung der Schwerpunktslage und der Stabilität

Nach Definition wird also die Stabilität als Arbeitsaufwand = Gewicht mal Weg berechnet. Zur Bestimmung des Weges muss die jeweilige Tiefe s des Schwerpunktes gesucht werden.

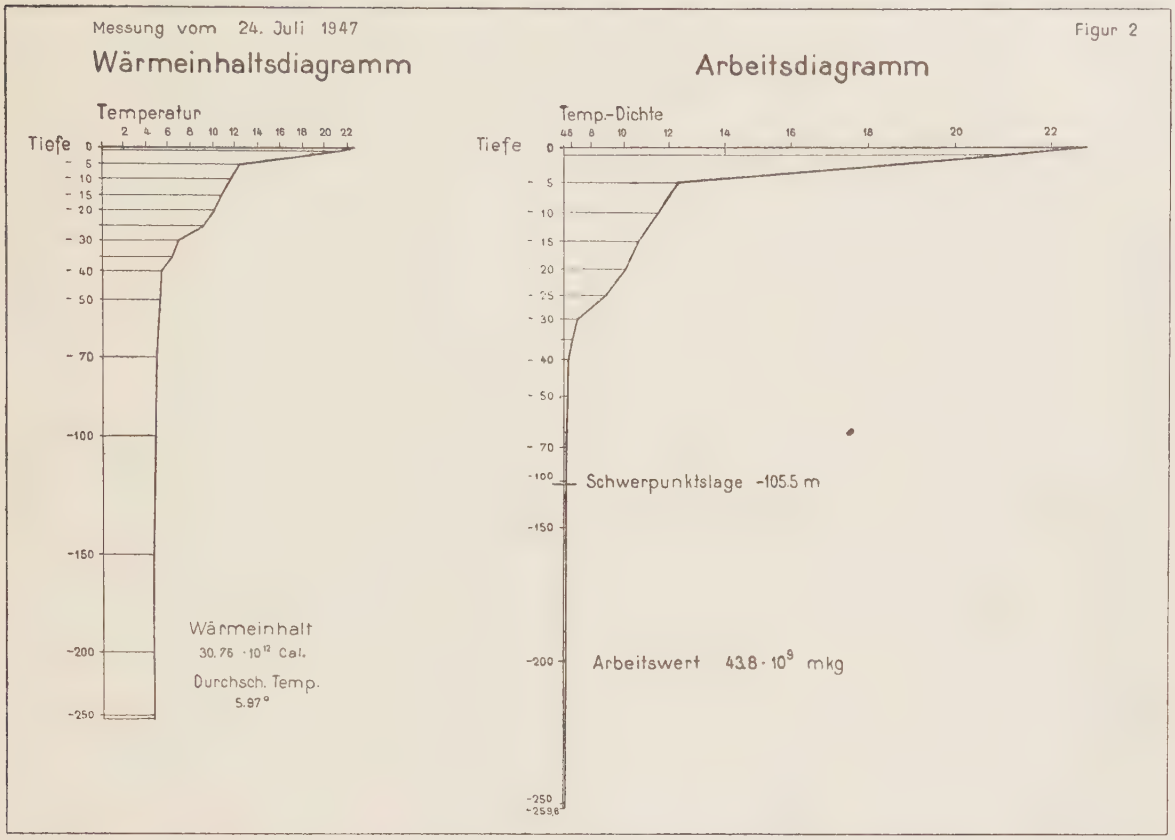
Bezeichnet man mit s_0 die Lage des Schwerpunktes im ungeschichteten, homothermen Zustand, mit V das Seevolumen in dm^3 und nimmt man 1 dm^3 Wasser = 1 kg an, so ergibt sich die Stabilität S in mkg:

$$S = (s - s_0) \cdot V$$

W. Schmidt gibt ein graphisches Verfahren an, das auch die Bestimmung der Stabilität rasch und sicher gestalten lässt, wenn einmal die umfangreicheren Vorarbeiten für die Erstellung der Wärme-Dichteskala als Abszisse und der Schwerpunktsskala als Ordinate ausgeführt sind. Diese ergibt sich aus den morphometrischen Werten des Sees durch spezielle Auswertung der Kurve in Figur 1; jene ergibt sich aus einem physikalischen Tabellenwerk (z. B. *Kohlrausch*), in welchem die Dichte des Wassers als Funktion der Temperatur abgelesen werden kann. Für die mathematische Ableitung und die Konstruktion dieser Skalen sei auf die Publikationen von *W. Schmidt* (1915, 1928) verwiesen. Figur 2 zeigt im verkleinerten Maßstab, wie ein und dieselbe

[1] Die beiden von *Schmidt* zitierten Werke wurden von mir nicht eingesehen. Es handelt sich um *Birge* and *Juday* (1914): A Limnological study of the Finger Lakes of New York. *Birge* (1916): The work of wind in warming a lake.

Temperaturlotung vom 24. April 1947 im Wärmeinhalts- und im Arbeitsdiagramm ausgewertet wird. Das Arbeitsdiagramm entspricht in der Form ungefähr dem Wärmeinhaltsdiagramm. Nur weist die Kurve viel grössere Veränderungen auf, namentlich für die obersten Wasserschichten zur Zeit der sommerlichen Erwärmung, während sie für die tieferen, wenig über 4 ⁰ warmen Schichten nahezu bei Null verläuft. Wenn wir bedenken, dass der Dichteunterschied des Wassers zwischen 4 ⁰ und 5 ⁰ C nur —0,000 008, zwischen 19 ⁰ und 20 ⁰ C aber —0,000 202 beträgt, so ist



klar ersichtlich, dass es mehr Arbeitsaufwand erfordert, um wärmeres Wasser gegen den Auftrieb auf ein tieferes Niveau zu bringen als bei kälterem Wasser. Ferner bemerken wir, dass im Wärmeinhaltsdiagramm die Skalenteile der Ordinate, entsprechend dem sich verringernden Volumen, gegen die Tiefe zu immer kleiner werden, während sie im Arbeitsdiagramm in der Nähe der Schwerpunktslage am engsten sind und sowohl gegen die Oberfläche als auch gegen den Seegrund hin weiter auseinanderrücken. Die von der Kurve und den Koordinatenachsen eingeschlossene Fläche wird oberhalb der Schwerpunktslage im positiven, unterhalb derselben im negativen Sinn berechnet.

Wieder wurden die Termin-Temperaturlotungen aller 4 Beobachtungsjahre einzeln ausgewertet und die Ergebnisse auf Tafel IV aufgetragen.

Aus der Beziehung

$$\text{Arbeit} = \text{Gewicht mal Weg}$$

ergibt sich auch die Schwerpunktsverschiebung

$$\text{Weg} = \frac{\text{Arbeit}}{\text{Gewicht}}$$

Aus dem grössten Stabilitätswert vom 31. August 1948 mit $50{,}6 \cdot 10^9$ mkg, dividiert durch das Seevolumen in dm^3, bzw. kg, ergibt sich eine Schwerpunktsverlagerung von 0,0098 m = ca. 1 cm! Man ist erstaunt über diesen geringen Wert und kann sich fragen, ob nicht die Berechnung der Schwerpunktsverlagerung illusorisch sei, da doch die durch Seespiegelschwankungen verursachte Verlagerung des Schwerpunktes ein Vielfaches des oben genannten Wertes ausmacht. Es ist aber

zu bedenken, dass, wenn der augenblickliche Schwerpunkt zufolge höheren Wasserstandes steigt, damit auch der Schwerpunkt der Vergleichslage steigt. Damit wird der relative Weg der thermisch bedingten Schwerpunktsverlagerung nicht wesentlich beeinflusst.

Genau genommen hätte man freilich für die die Seespiegelschwankungen verursachenden Volumveränderungen die Volumskalen der Diagramme abzuändern. Aber bei einer Seespiegelschwankung von 1 m beträgt die Volumveränderung nur 0,57 %.

Die Jahresschwankung 1946 bringt eine Volumveränderung von 0,81 %.
Die Jahresschwankung 1947 bringt eine Volumveränderung von 1,11 %.
Die Jahresschwankung 1948 bringt eine Volumveränderung von 0,96 %.
Die Jahresschwankung 1949 bringt eine Volumveränderung von 0,96 %.

Die auftretenden Volumänderungen übertreffen also im Mittel nicht 1 % des Gesamtvolumens.

Wenn man damit andere Fehlerquellen wie Instrumentenunsicherheit (0,1 ° C), subjektive Ablesungsfehler und Ungleichheit der horizontalen Wärmeverteilung vergleicht, so dürfen wir getrost den Berechnungen über die Stabilität das mittlere Seevolumen zugrunde legen. Es handelt sich schliesslich darum, Vergleichswerte zu erhalten und nicht technisch ausnützbare Energiequanten.

3. Weitere Verwendung dieser Ergebnisse und praktische Folgerungen

Es könnte vielleicht der Gedanke auftauchen, es sei die gesamte Wärmemenge mit dem mechanischen Wärmeäquivalent zu multiplizieren, also mit 427 mkg pro Cal. Die erhaltenen Werte würden gegenüber den Resultaten aus der Stabilitätsberechnung viel zu gross. Nach dem zweiten Hauptsatz der Wärmelehre könnte man überhaupt diese Wärmemenge auch niemals voll ausnützen.

Bei den Energiebetrachtungen ist bisher noch nichts über die kinetische Energie gesagt worden. Die erhaltenen Arbeitswerte geben nur zum Teil die geleistete Gesamtarbeit des Windes wieder. Viel Energie wird verbraucht für kleine Wirbelbildungen, für ungeordnete Bewegungen. Zur Vervollständigung unserer Ausführungen sei doch erwähnt, dass man zur Bestimmung der kinetischen Energie die Geschwindigkeit jedes Teilchens zu messen hätte. Dann hätte man die halbe Summe der Quadrate dieser Strömungsgeschwindigkeiten, mit den Teilvolumina multipliziert, zu bilden (also ein Integral). Das ist mangels geeigneter Beobachtunginstrumente gar nicht möglich.

Aber auch bei den erhaltenen potentiellen Arbeitswerten darf man nicht in erster Linie an praktische Ausnützung der Energie denken. Hingegen können die Ergebnisse von grösster Bedeutung sein, um die Möglichkeit des Auftretens von Strömungssystemen zu beurteilen. Entweder wird die Energie durch innere Reibung in Wärme umgewandelt (diese ist aber äusserst gering; ein Strom von 1 m/sec Geschwindigkeit, der in den meisten Seen zu den Seltenheiten gehört, würde, abgebremst, sich nur um 0,000 12° erwärmen), oder die geordnete, gesamthafte Strömung verändert die ganze Temperaturschichtung und damit die Stabilität. Die Sprungschicht kann durch den Wind schräg gestellt werden (*Thomas*, 1949), was nach dessen Aufhören wieder nach Ausgleich ruft und so einen rhythmischen Wechsel von potentieller und kinetischer Energie, sog. Temperaturseiches, bewirken kann. Ferner wird die Frage nach der Entstehung der Sprungschicht zur Energiefrage. Die Abhängigkeit von Temperatur- und Lageenergie lässt auch die gewöhnliche Einteilung der Seen in 3 Typen in neuem Licht erscheinen.

Es sind die Veränderungen des Wärme- und Energiegehaltes in Beziehung zu bringen mit den meteorologischen Verhältnissen, vor allem mit Wind, Sonnenschein und Lufttemperatur. Die Beobachtungen sind, namentlich in der Sommerzeit, zu verdichten, die Arbeitsmethoden zu rationalisieren.

Schmidt (1928) schliesst seine Ausführungen mit den Worten: «Wenn einmal Arbeitswerte für eine grössere Anzahl von Seen berechnet vorliegen, dann wird sich die Erkenntnis dessen, welch gewaltige Umsätze unerkannt und unbeobachtet vor sich gehen, immer mehr zu dem Streben verdichten müssen, auch da auf neuen Wegen und mit neuen Hilfsmitteln die ursächlichen Zusammenhänge aufzudecken. Die rein äusserliche Beschreibung des Zustandes eines Sees wächst in ein wirkliches Verstehen aus, das nicht nur für den Geographen, den Geophysiker, sondern noch mehr für den Biologen höchst wichtig wird.»

II. Wärme-Energie

1. Instrumente und Messtechnik[2]

Zur genauen Feststellung der Wassertemperatur in jeder gewünschten Tiefe dient das *Tiefsee-Kippthermometer.*

Ein guter *Haspel,* der leicht an der Bordwand des Ruderbootes festgeschraubt werden kann, erlaubt ein rasches Arbeiten; ein starkes *Kabel* bürgt für Sicherheit. Es läuft über eine an einem Ausleger angebrachte Kabelrolle, mit welcher ein Zählwerk direkt gekoppelt ist. Doch erwies sich das Anbringen von Tiefenmarken am Kabel als sicherer.

Ein stabiles *Ruderboot* mit flachem Boden erlaubte ein ungehindertes Arbeiten.

In den Sommerferien 1945 machte ich mich mit der Messtechnik vertraut. Anhand vieler Kontrollmessungen über den ganzen See bestimmte ich als Hauptbeobachtungspunkt einen Ort, der von Bönigen aus mit dem Ruderboot praktisch erreichbar war, der sich aber ausserhalb des Einflussgebietes der Lütschine und der Abfluss-Strömung der Aare sowie ausserhalb der Schattenzonen der Ufergehänge befand und annähernd die mittleren thermischen Verhältnisse des ganzen Sees repräsentierte. (Siehe Abschnitt: Horizontale Wärmeverteilung, p. 38.) Die Navigations- und Messarbeit besorgte ich zumeist allein, nachdem die Handgriffe einmal eingeübt waren. Ich orientierte mich nach dem Schnittpunkt der Geraden: Kirche Ringgenberg—Mündung Hauetenbach einerseits und Bootshaus Lanzenen—Kirche Interlaken anderseits. Eine Einschätzung von blossem Auge genügte, da meistens mit mehr oder weniger Abtrift durch Wind gerechnet werden musste. Selbstverständlich wurde der Standort beständig korrigiert; auch wurde darauf geachtet, dass das Kabel senkrecht auslief. Eine vollständige Lotserie umfasste Temperaturmessungen in den Tiefen von 0, 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 70, 100, 150, 200 und 250 m. Die Temperatur an der Oberfläche versteht sich zirka 20 cm unter dem Wasserspiegel im Bootsschatten aufgenommen. In Zeiten der Homothermie brauchten nicht alle diese Stufen gemessen zu werden. Die Temperatur in 250 m Tiefe wurde nur etwa alle Vierteljahre kontrolliert. Zu diesem Zweck musste ich mich an den Ort der grössten Seetiefe begeben: zwischen Iseltwald und Fabrik Hamberger bei Oberried. Auch in der 200-m-Stufe wurde nur alle 1 bis 3 Monate gelotet. An meinem Hauptmesspunkt ist der See nur zirka 160 m tief. Nach kurzer Ruderzeit brachte ich dann das Boot über Zonen mit grösserer Tiefe. Die 35-m-Stufe wurde erst ab Juli 1946, die 1-m-Stufe erst ab Juni 1947 in die Messung einbezogen; diese, weil sie ausserhalb des Bereichs einer halbtäglichen Temperaturschwankung die wahre Oberflächentemperatur wiedergab, jene, weil zwischen 30 und 40 m Tiefe meistens die Sprungschicht auftrat. Um aber für die Planimetrierung der Wärmeinhalts- und Arbeitsdiagramme doch kontinuierliche und vollständige Lotserien zu erhalten, interpolierte ich die fehlenden Werte graphisch-empirisch.

Zur vollständigen Aufnahme einer Lotserie brauchte es, an Ort und Stelle angelangt, je nach Wind und Abtrift, $1^1/_2$ bis $2^1/_2$ Stunden. Wenn etwa ein Profil mit 4 Lotserien aufgenommen wurde, so ist es begreiflich, dass da nicht mehr alle Stufen gemessen werden konnten. Der ursprüngliche Plan, am gleichen Tag über den ganzen See 4 Profile aufzunehmen, war somit aus technischen Gründen nicht durchführbar.

Es fehlt nicht an Versuchen, die Temperaturlotungen dadurch zu rationalisieren, dass mit einmaligem Versenken des Thermometers die ganze Serie an einer Stelle aufgenommen werden kann. Einen originellen Thermographen erfand *W. Schmidt* (1915) auf Grund eines Bimetallthermometers unter Ausnützung des Wasserdruckes für die Tiefenbestimmung. Grössere Bedeutung dürften in Zukunft die elektrischen Widerstandsthermometer erlangen. Bisher waren diese Instrumente noch mit zu grossen Fehlerquellen behaftet und erforderten eine Reihe von Nebenapparaten. Firma *Friedinger* gibt soeben ein neues elektrisches Tiefseethermomether heraus. Haspel mit Kabel, Batterie und Galvanometer — auf Temperaturgrade geeicht — bleiben auch während der Arbeit in der handlichen Transportkiste. Beim Versenken des Widerstandskörpers kann fortlaufend Tiefe und Temperatur abgelesen werden. Ein neues, praktisches Widerstandsthermometer eigener Konstruktion verwendet zurzeit *P. Nydegger* auf dem Thunersee. Für einfache, exkursionsmässig ausgeführte Temperaturmessungen wird das Quecksilber-Kippthermometer aber auch weiterhin gute Dienste leisten.

[2] *Halbfass* (1923) führt kurz und grundsätzlich die verschiedenen Geräte an, die der Limnologe bei der praktischen Ausübung seiner Forschungen benötigt. Einen guten Überblick über die bei limnologischen Untersuchungen zu verwendenden Instrumente, Apparate und Bedarfsartikel gibt das Verzeichnis der Firma *Friedinger,* Werkstätte für wissenschaftliche Apparate, Luzern. Vom Kant. Laboratorium Zürich (*Schneebeli, Scherrer* und *Thomas,* 1949) werden wertvolle praktische Winke für Seeuntersuchungen gegeben.

2. *Allgemeine Feststellungen, Begriffsbestimmungen und Erläuterungen*

a) Schichtungstypen

Nach *Forel* gruppiert man die Seen in bezug auf ihr thermisches Verhalten in 3 Typen:

Tropischer oder warmer See mit dauernder direkter Schichtung, d. h. es sind stets kältere Wasserschichten von wärmeren überlagert. Die Wassertemperatur sinkt nie unter 4 °. Solche Seen frieren nie zu.

Polare oder kalte Seen: Sie weisen dauernd inverse Schichtung auf. Die Wassertemperatur kann höchstens den Wert 4 ° annehmen. Solche Seen sind meist nur für kurze Zeit eisfrei.

Temperierte Seen: Die Wassertemperaturen sind im Sommer über 4 °, im Winter, wenigstens in oberen Schichten, unter 4 °, d. h. die Temperaturschichtung ist im Sommer direkt, im Winter invers.

Viele Alpenrandseen, auch der Brienzersee, wie sich in der Folge zeigen wird, gehören demnach dem tropischen Typus an. *Ruttner* (1940) erachtet die Einteilung Forels als zu weit gefasst und schlägt vor, dem tropischen Typus nur die zwischen den Wendekreisen gelegenen Seen zuzuordnen, da deren Temperaturen nur geringe Unterschiede im Laufe des Jahres sowie in der vertikalen Verteilung aufweisen. Alle übrigen immer direkt geschichteten Seen, welche in bezug auf den jahreszeitlichen Gang der Temperatur dem temperierten Seetypus ähnlich sind, wären zu einem Typus *suptropische Seen* zusammenzufassen.

b) Der jahreszeitliche Gang der Temperatur

In einem gewissen Zeitpunkt des Frühlings besitzt ein See der temperierten oder subtropischen Zone die von oben bis unten gleichförmige Temperatur des Dichtemaximums. Die zunehmend stärker werdende Sonnenstrahlung erwärmt in der Folgezeit rasch die obersten Wasserschichten. Diese werden dadurch spezifisch leichter, so dass sich eine stabile thermische Schichtung einstellt. Da Wasser die Temperatur schlecht leitet und die eindringenden Sonnenstrahlen schon in den obersten 5 Metern zum grössten Teil absorbiert werden, müssten diese allerobersten Wasserschichten sehr stark, die unteren sehr wenig erwärmt werden, d. h. die Seen würden schon in den obersten 5 Metern einen starken Temperaturabfall zeigen. Durch thermisch-statische sowie durch windverursachte dynamische Strömungen wird jedoch die Wärme auch in tiefere Schichten hineingearbeitet, aber nicht mit gleichmässigem Abfall bis zur Tiefe. Vielmehr zeigen die obersten Wasserschichten zunächst einen schwachen Temperaturgradienten, der innerhalb einer verhältnismässig wenig mächtigen Schicht sehr gross wird. Unterhalb dieser Sprungschicht — so benannt nach *E. Richter* (1898), der sie erstmals am Wörthersee in Kärnten eingehend beobachtet und beschrieben hat, — klingt der Temperaturgradient langsam aus. Für die Sprungschicht hat sich in neuerer Zeit der Name Metalimnion eingebürgert. Sie trennt das darüberliegende Epilimnion, wo sich zur Hauptsache die biologischen Vorgänge abspielen, von dem darunter liegenden, bis zum Grunde reichenden Hypolimnion. Tiefe, Mächtigkeit und Temperaturgradient des Metalimnions sind für die verschiedenen Seen charakteristisch. Allgemein sinkt es im Hochsommer und Herbst tiefer ab.

Den Zustand mit stabiler direkter Schichtung und ausgebildeter Sprungschicht bezeichnet man als *Sommerstagnation.* Wenn mit einsetzender herbstlicher Abkühlung die oberflächlichen Wassermassen spezifisch schwerer werden, sinken sie ab bis in die Tiefen, die ihrer jetzigen Dichte entsprechen. Die Sommerstagnation geht über in die *Herbstteilzirkulation.* Die Austauschströme greifen immer tiefer hinab, die Sprungschicht wird abgebaut, und die Herbstteilzirkulation geht in die *Wintervollzirkulation* über. In Seen mit grosser mittlerer Tiefe dauert diese Wintervollzirkulation bis Ende des Winters und geht ohne weiteres in die Frühlings- und Sommerstagnation über. In Seen mittlerer geographischer Breiten und geringer Tiefen kann schon Mitte Winter alles Wasser bis auf 4 ° abgekühlt sein. Bei weiterer Abkühlung an der Oberfläche muss sich eine stabile, inverse Schichtung einstellen, bis an der Oberfläche die Gefriertemperatur erreicht ist und sich der See in einer windstillen Nacht mit Eis bedeckt. Die stärkere Einstrahlung des Vorfrühlings bewirkt zunächst das Auftauen der Eisschicht. Hernach wird das Wasser erwärmt, wird deshalb schwerer und sinkt ab. Durch diese Frühlingsteil- oder Vollzirkulation wird die inverse Schichtung zerstört; der See ist von neuem instabil. Wenn durchwegs die Tem-

peratur der grössten Dichte erreicht ist, beginnt die neue Phase des jährlichen Rhythmus. Die Vollzirkulation ist von grosser Bedeutung für die chemischen und biologischen Verhältnisse des Sees; es ist ein «tiefes Atemholen», wie sich Herr Prof. *Jaag* bildlich ausdrückt.[3]

3. Diskussion der Terminmessungen

a) Allgemeine Beschreibung des Temperaturverlaufs

Vom September 1945 bis August 1946 wurde allwöchentlich mindestens eine Temperaturlotung ausgeführt. Während der zwei folgenden Jahre wurde noch alle 10 Tage eine Messung vorgenommen, und vom September 1948 bis September 1949 beschränkte ich mich darauf, jeden Monat noch einmal eine Aufnahme vorzunehmen.

Erster Jahreszyklus

Das Jahr 1945 zeichnete sich durch hohe Lufttemperaturen aus. Der Januar war noch empfindlich kalt; vom Februar bis Juli folgte eine ununterbrochene Reihe überdurchschnittlich warmer Monate. Zu Beginn der Untersuchungen war die Sommerstagnation ausgeprägt. Die Sprungschicht befand sich in 25 bis 35 m Tiefe, die oberflächliche Sprungschicht war noch deutlich ausgeprägt zwischen 0 bis 5 m. Der gesamte Kaloriengehalt betrug $28{,}5 \cdot 10^{12}$ Cal, die Durchschnittstemperatur 5,526 °. (Siehe Wärmeinhaltsberechnung, p. 27.) Ein scharfer Temperaturfall am 17. und 22. September mit Schneefall bis 1000 m kühlte das Oberflächenwasser rasch ab, so dass sich für kurze Zeit in den obersten 10 m eine inverse Schichtung einstellte. Die Herbstteilzirkulation war damit eingeleitet. In 10 bis 20 m Tiefe war eine neutrale Schicht, ohne nennenswerte Temperaturveränderung, während in 30 bis 40 m Tiefe das Wasser um rund 2 ° wärmer wurde. Die Durchschnittstemperatur stieg bis am 17. September noch auf das Jahresmaximum von 5,926 °. Im Laufe des Oktobers nahm die Temperatur in den obersten 15 m stetig ab, um aber in 30 bis 40 m Tiefe noch zu steigen. Die lokalen Föhnstürme der letzten Oktobertage begünstigten die Durchmischung, so dass am 29. Oktober von —0 bis —25 m einheitliche Temperatur von 10 ° festgestellt wurde. Während sich allgemein zeigte, dass auf einen Temperaturfall in den oberen Schichten zunächst ein leichter Anstieg in den direkt unterlagerten Schichten erfolgte, sank die Temperatur nach dem starken Föhnsturmtag des 28. Oktobers[4] auch in 30 bis 40 m Tiefe, und zwar eher noch stärker als in Oberflächennähe. Ich deute das als ein Beispiel für jene Tatsache, das die thermische Konvektion von der dynamischen übertroffen werden kann.

Der November war im allgemeinen kühl, der Dezember mässig kalt. An der Oberfläche nahm die Temperatur stetig ab. In 40 m Tiefe war ein Anstieg noch bis zum 24. November, in 50 m Tiefe bis 22. Dezember und in 70 m Tiefe bis 6. Januar 1946 festzustellen. Der gesamte Wärmeinhalt und damit die Durchschnittstemperatur nahm trotz lokaler Erhöhung in einzelnen Schichten fortwährend ab. Letztere betrug am 29. Dezember 4,642 °.

Die Herbstteilzirkulation war nun in die Wintervollzirkulation übergegangen. Vom 19. Januar bis 17. März herrschte praktisch Homothermie. Die an der Oberfläche abgekühlten Wassermassen, die vermöge ihres grösseren spezifischen Gewichtes absanken, mussten ihren Wärmeinhalt nun mit der ganzen Wassermasse des Sees ausgleichen, und so verlangsamte sich die allgemeine Abkühlung. Die durchgehend tiefste Temperaturserie wurde am 2. März aufgenommen. Der gesamte Wärmeinhalt betrug $21{,}5 \cdot 12^{12}$ Cal, die Durchschnittstemperatur 4,16 °. Der See hatte also im ganzen Abkühlungshalbjahr von seinem maximalen Wärmegehalt ($30{,}56 \cdot 10^{12}$ Cal am 17. September 1945) nur schwach $^1/_3$ abgegeben. (Wärmeinhalt von 0 ° C aus gerechnet.)

Der März war in der ganzen Schweiz ausgesprochen warm, in noch höherem Mass der April. Am 5. März sank zum letzten Mal die mittlere Lufttemperatur unter 0 °. Dementsprechend begann in der Folgezeit auch die Erwärmung der oberen Wasserschichten, besonders vom 23. März an. Der Mai setzte die Reihe der warmen Monate fort. Durchmischung durch den Wind, ergänzt

[3] Vortrag in der Bern. Bot. Ges., Januar 1949. Diesem Vortrag verdanke ich auch die Idee, die mittlere monatliche Temperatur in Tafel III isometrisch darzustellen.

[4] Nach mündlichen Berichten war an diesem 28. Oktober, als der Brienzersee vom Föhn so aufgewühlt wurde, der benachbarte Thunersee im unteren Teil spiegelglatt.

durch Konvektionsströme nach kälteren Nächten und Temperaturrückfällen, arbeiteten die Wärme nach und nach auch in die tieferen Schichten hinein. Im Juni begann sich die Sprungschicht zwischen — 25 und — 35 m herauszubilden mit einem Abfall von 8,2 auf 5,1 °. In dieser Tiefe blieb sie auch und verschärfte sich bis zum August auf einen Abfall von 9,4 ° auf 5,5 °. Am 24. Juli wurde an der Oberfläche die maximale Temperatur von 22 ° gemessen. Die hochsommerliche Schönwetterperiode dauerte noch bis Mitte August. Der 4. August brachte eine maximale Mittagslufttemperatur von 30,2 °, der 5. August ein maximales Tagesmittel der Lufttemperatur von 24,0 °. Der höchste Wärmeinhalt des Sees wurde am 3. August gefunden mit 30.85 · 10^{12} Cal, bzw. 5,982 ° Durchschnittstemperatur. Beim Abschluss des erstes Jahreszyklus war gegenüber dem Vorjahr ein Gewinn von 1,25 · 10^{12} Cal oder 0.243 ° Durchschnittstemperatur zu verzeichnen.

Zweiter Jahreszyklus

Bis Mitte September zeigte der See noch hochsommerlich stabile Verhältnisse. Mit Beginn der Herbstteilzirkulation erlitten die Terminmessungen wegen Thermometerdefekt einen Unterbruch bis 31. Oktober. Doch liessen die Temperaturen des abfliessenden Aarewassers, täglich beim Elektriztätswerk Interlaken gemessen, auch einige Schlüsse über den Temperaturgang im See zu. Die Kaltluftzufuhr vom 24. und 25. Oktober kühlte das Seewasser erheblich ab. Die Herbstzirkulation war in vollem Gang; die obersten 25 m der Wassermassen wiesen ungefähr einheitliche Temperatur von 10 ° auf. Die Sprungschicht blieb deutlich erhalten bis im November. dann wurde sie mit fortschreitender Tiefenzirkulation ziemlich rasch abgebaut. Die Lufttemperaturen waren im Dezember 1946 in der ganzen Schweiz niedriger als die langjährigen Durchschnittstemperaturen. Nach einem besonders starken Temperaturfall vom 16. bis 20. Dezember stellte sich in den obersten 5 m des Sees inverse Schichtung ein, die aber bis Monatsende wieder ausgeglichen wurde.

Auch im Januar und besonders im Februar 1947 waren die Lufttemperaturen gegenüber dem langjährigen Mittel zu niedrig und die Sonnenscheindauer war ungewöhnlich gering. Am 22. Januar wurde im See Homothermie festgestellt bis 100 m Tiefe mit 4,8 °. In 200 m Tiefe wurden 4,5 ° gemessen. Am 1. Februar wurden in derselben Tiefe 4,6 °, am 23. Februar sogar 4,7 ° gemessen. Da bis zu dieser Zeit die Wassermassen oberhalb der Tiefe von 200 m auf 4,3 ° bis 4 ° abgekühlt waren, die Durchschnittstemperatur Mitte Februar nur mehr 4.320 ° betrug, stellt sich die Frage, woher die Wärmezufuhr kam, die in 200 m Tiefe trotzdem noch eine Temperaturerhöhung bewirken mochte. Ob sich da die Erdwärme bemerkbar machte oder ob diese tiefen Wasserschichten infolge chemischer Beschaffenheit und Beimischungen trotz der höheren Temperatur spezifisch schwerer waren, kann ich nicht beurteilen.

Am 4. März wurde die tiefste Temperaturserie gemessen. Der gesamte Wärmeinhalt war auf 21,69 · 10^{12} Cal gesunken, die durchschnittliche Temperatur auf 4,206 °. Von 0 bis 25 m Tiefe wurden 3,8 ° gemessen. Fast den ganzen März hindurch hielt diese leicht stabile, inverse Schichtung an. Es wäre also möglich gewesen, dass nach einigen windstillen, trüben Tagen und kalten Nächten Eisbildung hätte eintreten können. Das wurde aber in diesem Winter nie beobachtet.

Hingegen erzählten mir alt Lehrer Brunner und Steuermann Stähli von Iseltwald, übereinstimmend und unabhängig voneinander, dass am Morgen des 21. März 1942 der ganze See W Iseltwald mit einer dünnen Eisschicht bedeckt gewesen sei.

Der Winter 1941/42 war kalt und streng. Da schon im November häufig kalte Ostwinde wehten, muss die Abkühlung bereits im Vorwinter ziemlich fortgeschritten gewesen sein. Im Februar sei schon einmal eine schwache Eisbildung beobachtet worden. Am 21. März, nach einer kalten, windstillen und klaren Nacht, führte Steuermann Stähli wie gewohnt den Morgenkurs des Motorbootes «Iseltwald». Er berichtete, dass das Boot sich den Weg durch eine etwa 1,5 cm dicke Eisschicht habe bahnen müssen. Am Mittag sei das Eis gebrochen gewesen, der einsetzende Westwind habe die Eisschollen seeaufwärts getrieben, und noch bis am Abend habe man am Ufer die antreibenden Eisschollen klirren hören.

Herr alt Lehrer Brunner beobachtete am selben Morgen über dem See eine weisse Fläche und meinte zuerst, es wäre Schnee, stellte dann aber fest, dass es eine Eisschicht war. Fischer Brunner habe, als er im Laufe des Vormittags nach Bönigen fuhr, stellenweise das Eis mit dem Ruder zerschlagen müssen. Herr alt Lehrer Brunner berichtete, es wäre vorher manchmal kälter gewesen, aber nie so windstill wie in der betreffenden Nacht. Er hatte auch im kalten Winter 1928/29 einmal beobachtet, dass in der kleinen, wenig tiefen Bucht von Iseltwald eine Schneedecke über einer dünnen Eisschicht kurze Zeit erhalten blieb.

Sonst konnten sich diese Gewährsleute nicht erinnern, jemals Eisbildung auf dem Brienzersee beobachtet oder davon gehört zu haben. *Forel* (1880) fand eine Notiz, wonach der See im Jahre 1363 zugefroren gewesen sein soll. Nähere Umstände sind nicht bekannt.

Trotz der vorangegangenen kalten Wintermonate war die tiefste Durchschnittstemperatur des Seewassers am 4. März 1947 mit 4,262 ° noch höher als die entsprechende minimale Durchschnittstemperatur des Vorjahres, die am 2. März 1946 zu 4,162 ° ermittelt wurde.

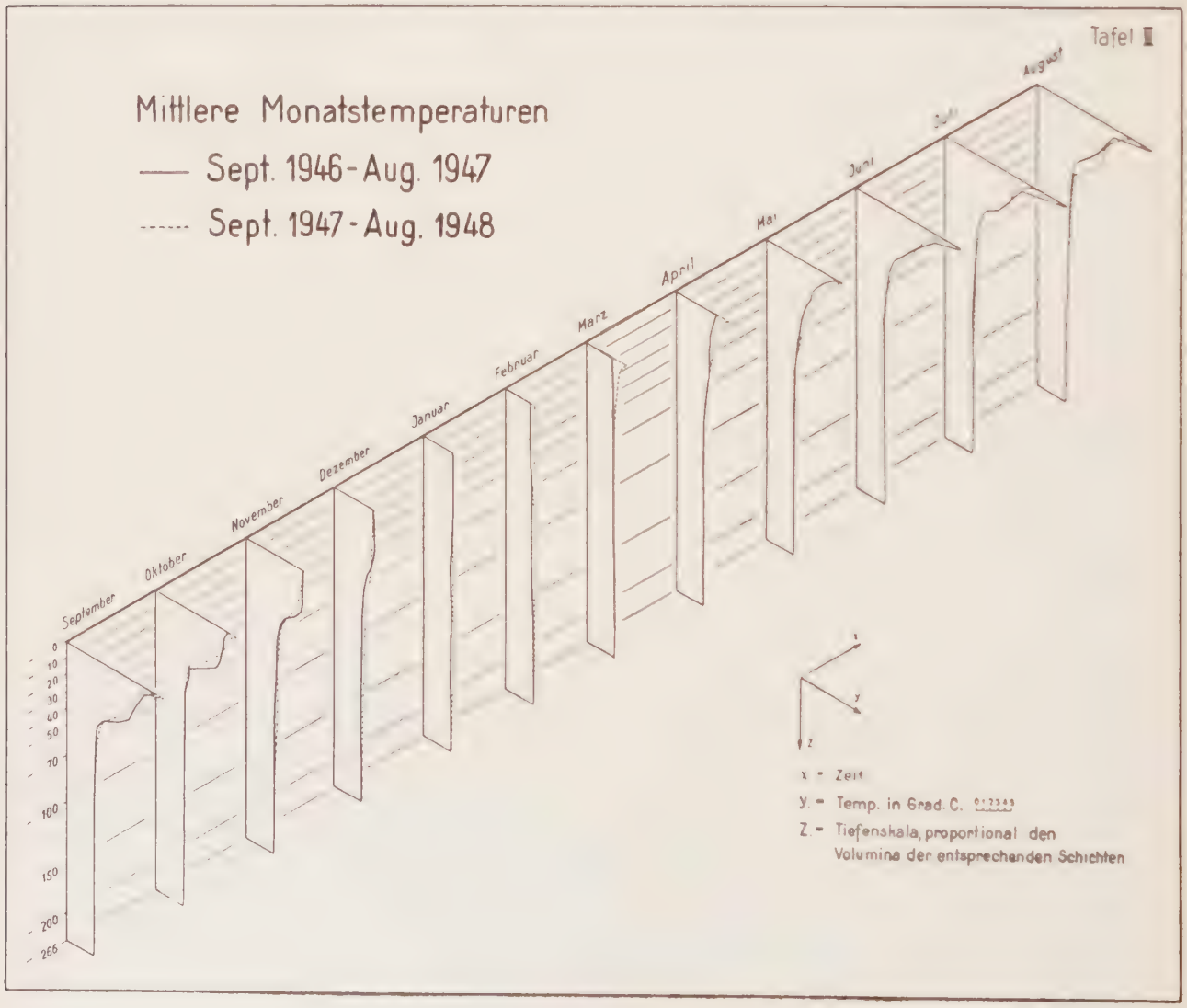
Der April eröffnete nun die Reihe der aussergewöhnlich warmen Monate des Dürrejahres 1947. Zunächst wurde die starke Wärmezufuhr zur Durchmischung der schwach invers geschichteten Wassermassen verwendet. Mit dieser Frühlingsteilzirkulation wies der Brienzersee also Züge des temperierten Seetypus auf. Homothermie konnte am 1. April festgestellt werden mit einem Betrag von 4,7 ° Durchschnittstemperatur. Da damit der See völlig instabil war, blieb das Wasser noch einige Zeit in Zirkulation und erwärmte sich ziemlich gleichmässig bis in 40 m Tiefe. Erst vom Mai an, rund um einen Monat später als im Vorjahr, stellte sich eine deutliche Stabilität ein. Die mittlere Julitemperatur an der Oberfläche war mit 19,7 ° um 3,3 ° höher als zur entsprechenden Zeit im Vorjahr. Das Kipptherm ometer jedoch brachte recht interessante Erscheinungen zutage: Dieser Wärmeüberschuss herrschte nur bis zu knapp 5 m Tiefe vor. Von da bis 30 m Tiefe war ein Defizit von durchschnittlich 0,6 ° festzustellen, und erst unterhalb der 30-m-Isobathe bis zum Seegrund war die Temperatur durchwegs 0,2 ° bis 0,3 ° höher als im Vorjahr. Die untere Sprungschicht war im Juni noch schwach entwickelt und bildete sich erst im Juli zwischen —25 und —35 m heraus. Sie lag also höher als im Vorjahr (Juli 1946 mit Untergrenze in 35 m Tiefe). Die oberflächliche Sprungschicht war in der ganzen Beobachtungszeit nie so ausgeprägt wie in den beiden Hochsommermonaten 1947. Am 2. August fiel die Temperatur innerhalb der obersten 5-m-Schicht von 20,8 ° auf 12,2 °, was einem maximalen Temperaturgradienten von 1,72 ° pro m entsprach. Infolge starker Trübung des Seewassers (p. 85) wurde die eindringende Sonnenstrahlung schon in den allerobersten Schichten absorbiert. Erwärmung der Oberfläche und Stabilität schraubten einander hinauf, und am 22. Juli mass ich auch auf offenem See die maximale Oberflächentemperatur von 25 °. Ein solcher Nachmittagsextremwert muss natürlich mit der nötigen Vorsicht betrachtet werden und darf nicht verallgemeinert werden. (Siehe tägliche Temperaturschwankungen, p. 41.) Am 11. August wurde der höchste diesjährige Wärmeinhalt mit 31,57 · 10^{12} Cal, bzw. 6,122 ° Durchschnittstemperatur festgestellt. Mit Abschluss des zweiten Jahreslaufes meiner Beobachtungen, Ende August, wurde ein Wärmeinhalt von 30,33 · 10^{12} Cal errechnet, was ziemlich genau dem des Vorjahres entsprach. In der rohen Bilanz ergab sich also trotz des extrem warmen Sommers — die durchschnittliche Lufttemperatur vom April bis September war mit 16,4 ° gegenüber dem langjährigen Mittel um 2,9 ° zu hoch — kein Wärmegewinn. Dies ist die Folge der hohen oberflächlichen Stabilität, die es verhinderte, dass die Wärme in die tieferen Lagen hineingearbeitet werden konnte.

Diese Beobachtung deckt sich auch mit derjenigen *J. Maurers* (1917) auf dem Walensee: «Wir ersehen . . . deutlich, dass die überaus starke, positive Wärmeanomalie des Juli/August 1911, herrührend von der anhaltend starken Sonnenstrahlung über der Wasserfläche, in geringer Entfernung unterhalb letzterer, bei etwa 9—10 m, schon abgefangen worden ist. Der Einfluss macht sich dann erst später im Winter 1911/12 in den tieferen Schichten rückwirkend spürbar. Der Walensee selbst ist in dieser abnorm warmen Zeit in den Oberflächenschichten immer noch merklich kühler geblieben als der Zürichsee. Dagegen erscheint ersterer im selben August 1911 in 12 m Tiefe noch fast um 2 ° wärmer als im August 1907. Alle diese eigentümlichen Verhältnisse des Walensees sind uns erst durch die (vorgenannten) Messungen bekannt geworden, die wir fast während einem vollen Jahrzehnt der Zürichseekommission verdanken.»

Dritter Jahreszyklus

Die dritte Dekade des Septembers brachte endlich einige Niederschläge und Abkühlung. Doch blieb die Sprungschicht an der Oberfläche noch bis Mitte Oktober bestehen. Da bis Ende 1947 sämtliche Monatsmittelwerte der Lufttemperatur über den Normalwerten lagen, erfolgte die gesamte Abkühlung weniger rasch als in den beiden Vorjahren. Erst am 11. Dezember wurde eine durchwegs gleiche Temperatur in 0 bis 50 m Tiefe von 6,6 ° gemessen. Die Sprungschicht hatte sich im Laufe des Novembers bis in 40 m Tiefe gesenkt. Mit den reichlichen Schneefällen vom 16. Dezember an schritten Abkühlung und Durchmischung ziemlich rasch vorwärts. Ende Dezember wurde festgestellt, dass die Tiefenwasserschichten unterhalb 150 m sich nochmals um 0,1 ° auf 4,8 ° erwärmt hatten. Die Wintermonate 1947/48 waren ausserordentlich mild. Eine völlige Homothermie des Seewassers trat nie ein, oder nur angenähert in der zweiten Hälfte des Februars: Am 11. Februar wurden gemessen: Schicht 0 bis —50 m 4,9 °, —50 m bis Seegrund 4,8 °. In der zweiten Februarhälfte brachen kalte kontinentale Luftmassen ein, die aber nur noch eine gering-

fügige Abkühlung verursachten. Wiederum konnte am 1. März der minimale Wärmeinhalt mit 23,92 · 10^{12} Cal, bzw. 4,638° Durchschnittstemperatur ermittelt werden. Doch gleich danach schnellte die Kurve der Oberflächentemperatur empor; denn die mittleren Lufttemperaturen des März waren in der ganzen Schweiz fast überall die höchsten, die seit Beginn der systematischen Messungen (1864) je registriert worden sind. Doch glich sich in der Folgezeit die an der Oberfläche schon jetzt entstandene Sprungschicht wieder aus. Die Sommermonate Juni und Juli waren ausserordentlich kühl und niederschlagsreich. Schnee fiel auf die bestossenen Alpweiden, so dass teilweise das Vieh heruntergetrieben werden musste. Der See lud nicht ein zum Baden! Die Tiefentemperaturkurve zeigt aber, dass der gesamte Wärmeinhalt doch höher war als im extrem warmen Sommer 1947. Das Temperaturdefizit des Sees gegenüber dem Vorjahr machte sich im Mai bis —2,5 m, im Juni bis —10 m, im Juli bis —15 m und im August wieder nur bis —5 m bemerkbar. In grösserer Tiefe herrschte ein beträchtlicher Überschuss. Die Sprungschicht war im Juli und August zwischen —30 und —40 m anzutreffen, also tiefer als im Vorjahr. Der August holte dann etwas von der sommerlichen Wärme nach, ohne jedoch das langjährige Mittel zu überschreiten. Am 31. August konnte ich den grössten Wärmeinhalt während meiner ganzen Beobachtungszeit ermitteln mit 32,83 · 10^{12} Cal oder 6,366° mittlerer Temperatur. Trotz des kühlen Sommers resultierte also am Schluss des dritten Beobachtungsjahres gegenüber dem gleichen Zeitpunkt des Vorjahres ein Wärmeüberschuss von 2,18 · 10^{12} Cal oder 0,423° Durchschnittstemperatur.



Vierter Jahreszyklus

Am 22. September wurde beobachtet, dass die Sprungschicht sich eigentümlicherweise gehoben hatte und zwischen 20 und 30 m Tiefe erschien, wo sie auch noch am 21. Oktober anzutreffen war.

Eine Erklärung hiefür dürfte *Aufsess* (1905, p. 104) geben: «Neben den Witterungsverhältnissen ist aber auch die momentane Durchsichtigkeit des Wassers ausschlaggebend für die augenblickliche Lage der Sprungschicht. Bei einer plötzlich eintretenden Trübung rückt die obere Grenze der Sprungschicht weiter hinauf, während die untere noch längere Zeit konstant bleibt; erst wenn die Trübung längere Zeit anhält, rückt auch die untere Grenze in die Höhe, so dass sich dann die ganze thermische Physiognomie des Sees verändert hat.»

Wirklich wurde anfangs August eine sprunghafte Zunahme der Trübung beobachtet (siehe p. 86 und Tafel IV).

Im November weitete sich die Sprungschicht auf 20 bis 50 m Tiefe aus. Nochmals erhielten die tieferen Wasserschichten Wärmezufuhr. Am 15. Dezember wurden von —100 m bis zum Seegrund 5 ^{0} gemessen. Der ganze Wärmeinhalt blieb bis im November über 30 · 10^{12} Cal. Der Winter 1948/49 war relativ mild. Die Messung vom 16. Februar ergab das Jahresminimum mit 24,48 · 10^{12} Cal, bzw. 4,747 ^{0} Mitteltemperatur. Schon im April erreichte diese die 5 ^{0}-Grenze. Auch der Sommer 1949 bleibt, wie 1943, 1945 und 1947, als extrem warmer Sommer in den meteorologischen Annalen registriert. Leider war es mir nicht möglich, im August 1949 eine Beobachtungsserie aufzunehmen; sehr wahrscheinlich wäre Ende August der höchste Wärmeinhaltswert der ganzen Beobachtungszeit gefunden worden, denn noch am 10. September, anlässlich der letzten Messung, stellte ich den zweitgrössten Wert fest mit 32,25 · 10^{12} Cal oder 6,254 ^{0} Mitteltemperatur. Die Sprungschicht lag allgemein zwischen —30 und —40 m, deutlicher ausgeprägt zwischen —35 und —40 m mit einem Abfall von 9,6 ^{0}, bzw. 8,3 ^{0} auf 5,8 ^{0}.

b) Gemeinsame Züge in allen 4 Jahren

Um in gedrängter Form einen Überblick zu erhalten über den jährlichen Gang der Erwärmung und Abkühlung eines Sees in seinen verschiedenen Tiefen, bedient man sich mit Vorteil der Isoplethendarstellung (nach *Aufsess*, 1905): Aus den für jede Terminmessung konstruierten Temperaturkurven wurde vorerst für die ganzen Temperaturgrade die entsprechende Tiefe abgelesen. In vertikaler Richtung wurden sodann die Seetiefen, in horizontaler Richtung wurde die Zeit aufgetragen. Jede Kurve lässt dann für eine beliebige Zeit die Tiefe erkennen, in welcher die betreffende Temperatur angetroffen wurde.

Diese Isoplethen (Tafel IV) lassen noch deutlicher als die Wärmeinhaltskurve erkennen, wie eine grosse Wärmewelle während des Sommers in den See eindringt, wie tief diese wirkt und wie sie endlich wieder verschwindet. Sie zeigt auch, dass der Anstieg zum Temperaturmaximum mit öfteren Rückschlägen erfolgt, — die Kurven der höheren Temperaturen erreichen nämlich mehrmals die Null- (Oberflächen-) Linie. Das Absinken zum Minimum erfolgt allgemein mit etwas weniger Rückschlägen. Die Häufung der Kurven in vertikaler Richtung zeigt die Lage der Sprungschicht an.

Die im Winter 1946/47 beobachtete schwach inverse Schichtung kommt in unserer Isoplethendarstellung nicht zum Ausdruck, da sie sich nur innerhalb des Bereiches eines ganzen Temperaturgrades bewegte. Die beobachtete Frühlingsteilzirkulation dürfte eine Ausnahme sein. Durch die Zuordnung zum tropischen Typus scheint uns doch der Brienzersee nicht richtig charakterisiert. Der von *Sauberer* vorgeschlagene Zwischentypus des «subtropischen Sees» würde den tatsächlichen Verhältnissen besser Rechnung tragen.

Stets wurde anfangs März der minimale Wärmeinhalt gefunden. Der Beginn der stabilen Schichtung variierte von Ende Februar (1948) bis anfangs April (1947). Das Wärmemaximum trat im Laufe des August ein. Die Sprungschicht begann sich frühestens anfangs Mai, spätestens Mitte Juni auszubilden, war am ausgeprägtesten anfangs September und wurde bis Mitte Dezember wieder aufgelöst. Sie war im warmen Sommer 1947 zwischen 25 und 35 m, im kühlen Sommer 1948 zwischen 30 und 40 m Tiefe anzutreffen. Sie wies nie einen so grossen Gradienten auf und war nie so scharf abgegrenzt, wie wir es von typischen temperierten Seen kennen (Zürichsee, nach *Minder*, 1943, Moosseedorfsee, nach *v. Büren*, 1942).

Maurer (1917) beobachtete dies auch auf dem Walensee und begründete diese Feststellung folgendermassen: « . . . Noch mehr abweichend verhält sich der Walensee. Es kommt dort überhaupt nie zu einer so charakteristisch ausgebildeten Sprungschicht, wie sie der Zürichsee aufweist. Hier können nun wohl kaum Zuflüsse zur Erklärung beigezogen werden, denn sein grosser Zufluss, die Linth, verlässt ihn kaum 2 km von der Einmündung. Der Lintheinfluss könnte also höchstens in seinem unteren Ende fühlbar werden. Der Walensee zeichnet sich aber, wie bekannt, durch bedeutende Tiefe und steile Ufer aus, besitzt daher eine im Verhältnis zur Oberfläche weit grössere Wassermasse. Entsprechend diesen charakteristisch-morphometrischen Verhältnissen wird sowohl der Betrag der Einstrahlung verringert, als auch namentlich die Abkühlung erheblich reduziert, infolge starker Rückstrahlung seitens der steilen umgebenden Ufer, was — im Zusammenwirken — der Bildung von Konvektionsströmen und damit einer ausgeprägten ‚Sprungschicht' weniger förderlich ist.»

Homothermie wurde angenähert meistens gegen Ende Januar festgestellt.

Was schon *Simoney* vor zirka 100 Jahren als Regel gefunden hatte, bestätigte sich auf dem Brienzersee, dass nämlich die maximalen Lufttemperaturen des Sommers, die minimalen des Winters sich erst ein halbes Jahr später in den tiefen Wasserschichten auswirken (siehe auch Abschnitt «Phasenverschiebungen», p. 44).

Schliesslich sei noch ein Gedanke von *Aufsess* (1905) aufgegriffen:

«Es wäre von hohem Interesse, wenn an einem oder mehreren Seen durch einige Jahre hindurch Temperaturbeobachtungen in diesem Sinne ausgeführt würden, um zu sehen, ob ein See mit der Zeit Sonnenwärme aufspeichert, oder ob sein Wärmegehalt allmählich abnimmt.»

Werten wir die aus verschiedenen Jahren bekannten Messungen aus, so ergibt sich folgendes Bild:

Nach *Forel (Heuscher,* 1901)	5. 8. 1880	zirka 31	$\cdot 10^{12}$ Cal
Nach *Heuscher* (1901)	2. 8. 1897	zirka 30	$\cdot 10^{12}$ Cal
Nach *Flück* (1926)	1921/22	zirka 31	$\cdot 10^{12}$ Cal
Nach meinen Messungen	3. 8. 1946	30,8	$\cdot 10^{12}$ Cal
	2. 8. 1947	31,4	$\cdot 10^{12}$ Cal
	31. 7. 1948	32,5	$\cdot 10^{12}$ Cal
	1. 8. 1949	zirka 31	$\cdot 10^{12}$ Cal

In kurzen Zeitintervallen kann wohl der Wärmeinhalt Schwankungen unterworfen sein, namentlich auch in grossen Seetiefen, aber in säkularen Zeitabschnitten bleibt der Wärmehaushalt des Sees stationär, entsprechend dem allgemeinen Wärmehaushalt der Erdoberfläche, vorausgesetzt, dass nicht durch künstliche Eingriffe in den Wasserhaushalt spontane Änderungen des Wärmehaushaltes bewirkt werden.

4. Thermische Querschnitte und horizontale Wärmeverteilung im ganzen See

Vom Mai 1946 bis April 1947 wurden um den Zwanzigsten eines jeden Monats thermische Profile aufgenommen. Die 4 Messpunkte befanden sich auf der Linie Säge Ringgenberg—Erschwanden (siehe Tafel I). Es erübrigt sich, die 14 thermischen Profile, die der Originalarbeit beigefügt wurden (12 Normalprofile und je eines im mittleren und oberen Teil des Sees vom Juli 1946) graphisch darzustellen und zu diskutieren. Die Wärmeunterschiede zwischen N- und S-Seite des Sees wurden im allgemeinen so gering befunden, dass sie auch auf dem fünffach überhöhten Querprofil in den Isothermen nicht gut hervortreten. Der allgemeine thermische Zustand des Sees zur Zeit der Profilaufnahmen wurde vorstehend in die generelle Beschreibung des Temperaturverlaufes einbezogen.

Da die Wärmeunterschiede zwischen N- und S-Hälfte des Sees nicht bedeutend sind, wurde es als günstiger erachtet, mehrere Einzellotungen über den Monat verteilt vorzunehmen, als einmal monatlich ein thermisches Profil aufzunehmen. Wie schon dargelegt wurde, war es aus technischen Gründen nicht möglich, am selben Tag mehrere Profilmessungen durchzuführen. Wenn nun die «Standardlotung» zwischen Ringgenberg und Bönigen als repräsentativ für die Berechnung des Wärmegehaltes des ganzen Sees betrachtet wird, so muss auch der Unsicherheitsbereich angegeben werden können. Zu dessen Bestimmung wurden Resultate von Messungen ausgewertet, die gleichzeitig (d. h. im Laufe von 1 bis 5 Tagen) über den ganzen See verteilt vorgenommen wurden.

Im Oktober 1945 und März 1946 führte, wie schon erwähnt, die EAWAG ihre Untersuchungen durch. Die Lotpunkte sind auf Tafel I mit Nrn. 1—6 bezeichnet. Die Temperaturen wurden nur in den hydrobiologisch interessanten Schichten gemessen. Sie sind zusammengestellt in Tabellen 8 und 9.

Im Juli 1946 nahm ich im unteren, mittleren und oberen Teil des Sees thermische Profile auf. Die Lotserien, die örtlich mit denen der EAWAG zusammenfielen, wurden in Tabelle 10 wiedergegeben.

Am 31. Juli 1948 nahm ich noch einmal Kontrollmessungen an diesen 6 Punkten vor (Tabelle 11).

Im Wärmeinhaltsdiagramm wurde sodann von jeder Lotserie und jeder Tiefenstufe der grösste und kleinste Wert aufgetragen. Das Unsicherheitsband zwischen den hiedurch ermittelten maximalen und minimalen Temperaturkurven wurde planimetriert und prozentual ausgerechnet. Hier die Ergebnisse:

Messungen EAWAG:	23.—27. 10. 1945	Unsicherheit	1,8 %
Messungen EAWAG:	13.—16. 3. 1946	Unsicherheit	2 %
Meine Messungen:	19.—23. 7. 1946	Unsicherheit	5,6 %
Meine Messungen:	31. 7. 1948	Unsicherheit	8 %

Die Wärmeunterschiede sind, wie zu erwarten war, in der Zeit der Sommerstagnation grösser als in den übrigen Jahreszeiten. Namentlich im Juli 1948 fällt uns der grosse Unsicherheitsbereich auf. Bei dem vorausgegangenen oft stürmischen Westwindwetter wurde die Wärme unregelmässig in die Tiefe gearbeitet. Das wärmere Oberflächenwasser wurde seeaufwärts in das Brienzerbecken getrieben. Die 8 % Abweichung stellen auch nur die theoretisch mögliche obere Grenze dar, denn die Normallotserie von Stelle 1 enthält nicht alle Minimaltemperaturen, die dieser Berechnung zu Grunde gelegt wurden. Die grossen Temperaturdifferenzen des Oberflächenwassers (16,1 ° an Stelle 1 gegenüber 21,8 ° an Stelle 4) fallen für die Unsicherheitsberechnungen des gesamten Wärmeinhalts weniger in Betracht als die Unterschiede in 5 bis 100 m Tiefe; denn jene sind zum grossen Teil nur tageszeitlich bedingt und wirken sich nur in einer dünnen oberflächlichen Wasserschicht aus. (*Schmidt*, 1928, p. 166.) Nach meinen Messungen ergaben sich, bei der Gegenüberstellung des oberen und unteren Seeteiles, in der horizontalen Temperaturverteilung grössere Differenzen als nach *Flücks* Beobachtungen. Dagegen fand ich die von *Flück* (1926, p. 11) namentlich im Frühling und Herbst konstatierten Differenzen zwischen Sonn- und Schattenufer weniger ausgeprägt.

Tabellen über horizontale Wärmeverteilung

(Die Zahlen 1 bis 6 beziehen sich auf die in Tafel I bezeichneten Messorte. Temperatur-Angabe in Grad C.)

Tabelle 8 Messung EAWAG, 23. bis 27. Oktober 1945

Tiefe in m	1	2	3	4	5	6	Amplitude
0,5	**11,2**	10,8	10,8	**10,7**	11,0	11,0	0,5
10	10,4	10,3	**10,6**	10,4	**10,2**	10,6	0,4
20	9,9	10,1	10,1	—	**9,8**	10,1	0,3

Tabelle 9 Messung EAWAG, 13. bis 16. März 1946

Tiefe in m	1	2	3	4	5	6	Amplitude
0,5	**4,8**	**4,5**	4,6	4,6	4,7	4,6	0,3
10	4,5	**4,4**	4,5	4,5	**4,7**	4,5	0,3
20	—	**4,4**	4,5	—	**4,7**	4,5	0,3
40	4,4	—	—	—	—	—	—
100	4,4	—	—	—	—	4,4	0
170/80	—	4,4	4,4	—	—	—	0

Tabelle 10 19. bis 23. Juli 1946

Tiefe in m	1	2	3	4	5	6	Amplitude
0	16,8	17,2	20,9	**21,4**	18,2	**16,7**	4,7
5	12,5	—	**13,1**	13,1	12,8	**12,1**	1,0
10	11,3	11,2	**11,4**	**10,9**	11,0	11,1	0,5
15	10,2	—	—	—	—	10,6	0,4
20	9,7	9,8	9,8	**8,3**	**10,0**	9,9	1,7
25	8,4	—	—	—	—	9,4	1,0
30	7,2	7,6	7,6	7,1	**8,8**	**6,9**	1,9
40	5,0	5,0	5,2	5,1	**5,3**	**5,0**	0,3
50	4,8	4,8	4,7	4,7	**4,6**	4,8	0,2
70	4,8	—	—	—	—	4,7	0,1
100	4,7	4,6	4,6	4,6	4,6	4,7	0,1
150	4,5	—	—	—	—	—	—
200	4,5	4,6	4,6	4,6	4,6	4,5	0,1

Tabelle 11 31. Juli 1948

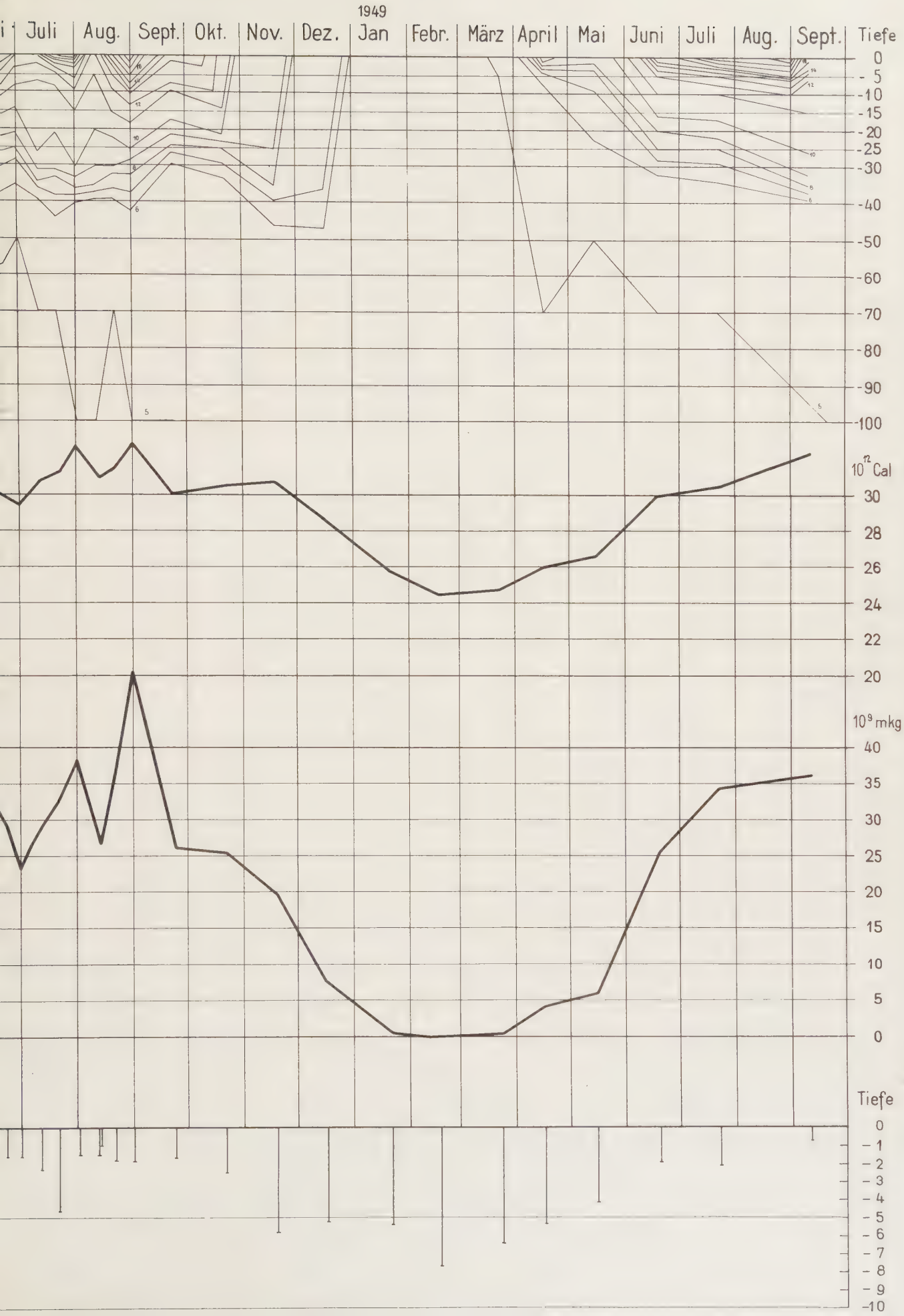
Tiefe in m	1	2	3	4	5	6	Amplitude
0	**16,1**	18,2	19,0	**21,8**	19,8	16,7	5,7
1	**14,4**	14,7	15,9	**18,3**	15,5	15,5	3,9
5	13,0	**12,0**	14,4	**14,5**	12,5	14,1	2,5
10	11,8	11,0	**12,1**	11,8	**11,0**	12,0	1,1
20	10,8	10,2	10,6	**9,6**	10,2	**10,8**	1,2
30	10,0	9,5	9,8	**9,0**	9,4	**10,0**	1,0
40	6,1	6,2	**7,0**	6,1	6,6	**5,8**	1,2
50	5,5	5,4	**5,9**	**5,1**	5,2	5,4	0,8
70	5,4	5,0	5,0	5,0	5,0	5,4	0,4
100	5,0	—	4,8	4,8	—	5,0	0,2
150	4,9	4,8	4,8	—	—	—	0,1
200	—	—	—	—	4,8	—	—

5. Übersicht über die periodischen Temperaturschwankungen

Bei periodischer Veränderung der Einstrahlung, in bezug auf den Tages- und Jahreslauf, bildet sich eine Temperaturwelle aus, die mit abnehmender Amplitude in der Seetiefe absteigt. Wegen der grossen Wärmekapazität des Wassers und seiner geringen Wärmeleitfähigkeit vermögen diese Temperaturwellen nur sehr langsam und wenig tief in die Wassermassen einzudringen.

Nach *Schmidt* (1925) verzögert sich, nur bei reiner Wärmeleitung, die Tageswelle um einen Tag in 0,4 m, die Jahreswelle um ein Jahr in 7,7 m Tiefe. Die Amplitude der Tageswelle nimmt unter den gleichen Bedingungen auf $^1/_{10}$ ab in 0,15 m, die Jahreswelle in 2,8 m Tiefe.

Infolge der Beweglichkeit der Wasserteilchen und der durch verschiedene Wärme bedingten Dichteunterschiede kommen ungeordnete Austauschbewegungen, die schon erwähnten Konvektionsströme, zustande. Deshalb tritt eine Scheinleitung auf, die gleich wie die reine Wärmeleitung in der Zeiteinheit durch eine rechtwinklig zum Wärmegefälle stehende Flächeneinheit eine gewisse Wärmemenge verfrachtet. Ähnlich wie die eigentliche Wärmeleitung kann auch diese Scheinleitung — Schmidt nennt sie A = Austauschgrösse — zahlen- und formelmässig erfasst werden.


1949
Juli
Aug.
Sept.
Okt.
Nov.
Dez.
Jan
Febr.
März
April
Mai
Juni
Juli
Aug.
Sept.
Tiefe
0
- 5
-10
-15
-20
-25
-30
-40
-50
-60
-70
-80
-90
-100
10^{12} Cal
30
28
26
24
22
20
10^{9} mkg
40
35
30
25
20
15
10
5
0
Tiefe
0
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
-10

Diese Scheinleitung übertrifft die reine Wärmeleitung bei weitem und ist schuld, dass wir an einem See ausser den jährlichen auch tägliche Temperaturschwankungen feststellen können. Aus der Summierung dieser täglichen «mikroklimatischen» Erscheinungen ergibt sich dann der Gang der jahreszeitlichen Erwärmung und Abkühlung.

a) Tägliche Schwankungen

Leider habe ich nur e i n e systematische Ganztagesmessung durchgeführt, um die täglichen Temperaturschwankungen zu beobachten. Doch können auch die gemessenen Temperaturen des Oberflächenwassers in Iseltwald (siehe p. 42) zu Vergleichen herbeigezogen werden.

Ganztagesmessung

Am 24. Juli 1946 wurden während eines Tages, von 05.00 bis 20.00 Uhr, stündlich Messungen vorgenommen, und zwar in den obersten Schichten von Meter zu Meter, unterhalb 10 m in grösseren Abständen. Es konnten etwa 120 einzelne Ablesungen getätigt werden.

Der betreffende Tag war sehr warm, der zweitwärmste des Monats. Die an der Beobachtungsstation Interlaken MZA registrierten Lufttemperaturen betrugen 19,0 °, 25,2 ° und 22,0 °; das Tagesmittel belief sich auf 22,1 °. Am Morgen wehte ein leichter Ostwind; einzelne Streifenwolken waren zu beobachten. Am Nachmittag setzte ein ziemlich starker SW-Wind ein; der Himmel war wolkenlos. Der Abend war wiederum windstill.

Tabelle 12

Zusammenstellung der extremen Temperaturwerte
der Ganztagesmessung vom 24. Juli 1946

Tiefe	Min.	Zeit	Max.	Zeit	Amplitude
0 m	19,0°	05.00	22,7°	14.00	3,7°
1 m	16,9°	05.00	20,7°	16.00	3,8°
2 m	16,1°	20.00	18,9°	11.00	2,8°
3 m	15,1°	20.00	17,4°	09.00	2,3°
4 m	13,1°	20.00	14,7°	05-07.00	1,6°
5 m	12,6°	20.00	15,5°	11.00	2,9°
7 m	11,6°	20.00	14,3°	11.00	2,7°
10 m	11,0°	20.00	12,1°	11.00	1,1°
15 m	9,9°	05.00	10,9°	10.00	1,0°
20 m	9,4°	05 u. 18.00	10,3°	10.00	0,9°
25 m	8,4°	05 u. 18.00	9,3°	12.00	0,9°
30 m	6,2°	20.00	8,2°	14.00	2,0°
40 m	5,1°	05.00	5,2°	ab 15.00	0,1°
50 m	4,9°	16.00	5,1°	18.00	0,2°
Lütschine	7,2°	05.00	10,8°	16.00	3,6°
Sichttiefe	1,60 m	20.00	1,90 m	10.00	

Diskussion der Ergebnisse

Die Oberflächentemperatur betrug frühmorgens 19,0 °; sie stieg dann bis nachmittags 14.00 auf 22,7 °. Auffallend ist, dass in 1 m Tiefe die Temperatur in der Zeit von 05.00 bis 06.00 von 16,9 ° auf 18,1 ° zunahm. Erklärung: Die sehr schief einfallenden ersten Morgenstrahlen haben im Wasser einen viel längeren Weg zu durchlaufen, bis sie in 1 m Tiefe sind. Bei dem dazu noch trüben Wasser muss der erwärmende Wirkungsgrad dieser eindringenden Morgenstrahlen bedeutend grösser sein als später bei höherem Sonnenstand (*Sauberer*, 1941).

Unterhalb der Tiefe von 1 m machte sich die Wirkung der schief einfallenden Morgenstrahlen nicht mehr bemerkbar; im Gegenteil, in —2 m wurde zunächst ein leichtes Absinken der Temperatur beobachtet, was die Folge einer lokalen Wasserwalzenbildung sein konnte; denn zugleich wurde eine leichte Temperaturzunahme in —3 m konstatiert. Die Wasserschichten in —2 bis —10 m zeigten um 11.00 Uhr ihr Temperaturmaximum, in —15 und —20 m aber schon um 10.00 Uhr. Von 12.00 bis 14.00 Uhr stieg nun die Oberflächentemperatur rasch von 20,8° auf 22,7°, ohne dass zunächst die —1-m-Schicht wärmer geworden wäre. Das mochte die Folge einer grossen Stabilität der oberflächlichen Wasserschicht sein. Nun setzte der schon erwähnte ziemlich starke SW-Wind ein, zweiter Stärkegrad nach der Wildschen Skala. Sogleich zeigte sich die durchmischende Kraft dieses Windes, indem die Oberflächentemperatur auf 20 bis 21° sank, das Wasser in 1 m Tiefe aber auf diese gleiche Teemperatur erwärmt wurde. Um 16.00 Uhr konnte sogar eine momentane leicht inverse Temperaturverteilung festgestellt werden. Bis abends 20.00 Uhr blieb dann die Temperatur in diesen obersten Schichten nahezu stationär, während sie in allen andern Tiefenstufen sank.

Die Verhältnisse überblickend, stellt sich die Frage: Warum zeigen die Schichten in —2 bis —20 m ihr Temperaturmaximum in den Vormittagsstunden? Antwort: Vermutlich dürfte es sich um einen Retentionsbetrag von fast einem ganzen Tag handeln. Die Erwärmung vom Vortag her, der fast gleiche Luft-, Temperatur- und Windverhältnisse wie der 24. Juli aufwies, teilte sich erst jetzt durch Konvektionsströmung diesen Schichten mit.

Tägliche Temperaturschwankungen an der Wasseroberfläche zu verschiedenen Jahreszeiten

Wir greifen aus dem Beobachtungsmaterial über die Temperaturmessungen an der Wasseroberfläche in Iseltwald einige typische Fälle heraus. Verschiedene Temperaturschwankungen bei ungefähr gleicher mittlerer Wassertemperatur werden in Beziehung gebracht zu den sie verursachenden meteorologischen Faktoren: Bewölkung (reziprok dazu Besonnung), Lufttemperatur und Wind.

(Vom September 1947 bis Oktober 1948 wurden durch zuverlässige Beobachter fast täglich die Temperaturen der Seeoberfläche am Strand bei Iseltwald, Nähe Strandbad, gemessen. An einzelnen Tagen wurde die Temperatur morgens, mittags und abends abgelesen, jedoch liegen aus den Wintermonaten keine solchen Tagesserien vor.)

Wenn auch die Wassertemperaturen direkt am Ufer nicht durchaus identisch sind mit denen der freien Seeoberfläche, so bieten sie doch einige Diskussionsmöglichkeiten.

Gegenüberstellung der Temperaturschwankungen von Luft und Oberflächenwasser

(Siehe Tab. 13)

Vergleichspaar a: Es werden miteinander verglichen: im Jahre 1947 der wolkenlose 19. September mit schwachen Winden und der 20. September mit zunehmender Bewölkung und stärker werdenden Winden. Beide Tage wiesen gleiche mittlere Temperatur von 17,2° und fast gleiche mittlere Wassertemperatur von 18,5° bzw. 18,0° auf. Am 19. September stieg die Wassertemperatur stetig bis am Abend. Am 20. September war das Maximum der Wassertemperatur am Mittag erreicht. Mit zunehmender Bewölkung und stärkerer Windbewegung nahm die Temperatur des Oberflächenwassers gegen Abend wieder ab. Das Verhältnis der Amplitude der Wassertemperatur zu derjenigen der Lufttemperatur betrug in beiden Fällen rund 1 : 6.

Vergleichspaar b: Der trübe 31. März 1948 und der wolkenlose 14. April 1948 werden miteinander in Beziehung gebracht. Die mittlere Lufttemperatur war an beiden Tagen annähernd gleich. Die Einstrahlung und, als Funktion derselben, die Amplitude der Lufttemperatur waren am 14. April bedeutend grösser, was sich entsprechend auf die Temperaturschwankung der Wasseroberfläche auswirkte. Deren Verhältnis zur Amplitude der Lufttemperatur wurde ungefähr gleich befunden wie bei Beispiel a.

Vergleichspaar c: 19. Mai und 11. August im Jahr 1948. Hier richten wir unsere Aufmerksamkeit hauptsächlich auf den Wind. Am 19. Mai erhöhte sich die Wassertemperatur vom Morgen bis am Abend fortwährend. Am 11. August erreichte sie ihr Maximum am Mittag und sank bis am Abend wieder um 1,3°, obschon die Besonnung nicht abnahm und die Abendtemperatur der Luft höher war als am 19. Mai. Schuld an der Amplitudenverringerung der Wassertemperatur

war hauptsächlich der heftige SW-Wind am Nachmittag, der die obersten Wassermassen durchmischte. Die Amplitude der Wassertemperatur wurde in beiden Fällen gegenüber derjenigen der Lufttemperatur nur um rund $^1/_2$ reduziert.

Vergleichspaar d: 21. und 29. September des Jahres 1948. Wir betrachten den Einfluss der wechselnden Bewölkung im Laufe der beiden Tage: Der 22. September zeigte vom Morgen bis Abend abnehmenden, der 29. September dagegen zunehmenden Bewölkungsgrad. Dementsprechend, und auch infolge des stärkeren Windes am Nachmittag des 29. September, wurde das Maximum der Wassertemperatur im ersten Fall erst am Abend, im zweiten Fall schon am Mittag erreicht. Die Amplitudenreduktion war aber wiederum in beiden Fällen gleich, nämlich rund $^1/_{11}$.

Tabelle 13

a	19. September 1947					20. September 1947				
	Mo	Mi	A	D	Amp	Mo	Mi	A	D	Amp
Wassertemperatur	17,2	18,9	19,5	18,5	2,3	17,1	18,9	17,9	18,0	1,8
Lufttemperatur	13,8	26,2	11,6	17,2	14,6	15,2	25,5	11,0	17,2	10,3
Wind	E_1	SW_1	W_1			S_1	SW_2	W_2		
Bewölkungsgrad	1	0	0			0	1	10		
Verhältn. der Ampl. Wasser/Luft					$^1/_6$					$^1/_6$
b	**31. März 1948**					**14. April 1948**				
	Mo	Mi	A	D	Amp	Mo	Mi	A	D	Amp
Wassertemperatur	7,6	7,8	8,0	7,8	0,4	9,0	9,7	10,7	9,8	1,7
Lufttemperatur	8,0	11,2	8,2	9,1	3,2	6,4	15,8	7,8	10,0	9,4
Wind	SW_0	SW_1	SW_1			E_1	SW_1	W_0		
Bewölkungsgrad	10	9	10			0	1	1		
Verhältn. der Ampl. Wasser/Luft					$^1/_8$					$^1/_6$
c	**19. Mai 1948**					**11. August 1948**				
	Mo	Mi	A	D	Amp	Mo	Mi	A	D	Amp
Wassertemperatur	13,0	14,6	17,8	15,1	4,8	14,7	17,0	15,7	15,8	2,3
Lufttemperatur	11,8	19,8	12,2	14,6	8,0	13,8	18,2	15,2	15,7	4,4
Wind	SE_1	S_1	SW_1			W_2	SW_2	E_1		
Bewölkungsgrad	0	2	0			5	3	4		
Verhältn. der Ampl. Wasser/Luft					$^1/_2$					$^1/_2$
d	**21. September 1948**					**29. September 1948**				
	Mo	Mi	A	D	Amp	Mo	Mi	A	D	Amp
Wassertemperatur	12,9	13,2	13,5	13,2	0,6	13,2	14,2	13,9	13,1	1,0
Lufttemperatur	6,8	13,6	8,1	9,5	6,8	10,2	21,0	15,4	15,5	10,8
Wind	S_0	SW_1	W_1			NE_1	SW_2	SW_0		
Bewölkungsgrad	4	1	0			0	1	5		
Verhältn. der Ampl. Wasser/Luft					$^1/_{11}$					$^1/_{11}$

Mo = Morgen; Mi = Mittag; A = Abend; D = Durchschnitt; Amp = Amplitude

(Die Angaben über Lufttemperatur, Wind und Bewölkung beziehen sich auf die MZA-Station Interlaken; die Wassertemperaturen wurden am Strand von Iseltwald gemessen.)

Alle diese Vergleiche lassen erkennen:

Mit geringerem Bewölkungsgrad, also mit stärkerer Besonnung, wird die tägliche Amplitude der Lufttemperatur grösser.

Die tägliche Amplitude der Wassertemperatur an der Seeoberfläche wird infolge der grösseren Wärmekapazität gegenüber der Amplitude der Lufttemperatur naturgemäss verringert.

Diese Abnahme der täglichen Temperaturamplitude des Oberflächenwassers gegenüber derjenigen der Luft ist nicht zu allen Jahreszeiten gleich gross, und zwar ist sie in der warmen Jahreszeit geringer als in der kälteren.

Im Frühling, zu Beginn der Erwärmung des Oberflächenwassers, wurde eine Amplitudenreduktion von ⅙ bis ⅛ befunden. Zur Zeit der sommerlichen Stagnation, namentlich beim Bestehen einer oberflächlichen Sprungschicht, betrug sie nur noch zirka ½. Im September 1947, als die obere Sprungschicht noch nicht abgebaut war, betrug die Amplitudenabnahme ⅙, dagegen ein Jahr später, als im letzten Drittel des Septembers die Herbstteilzirkulation schon weiter fortgeschritten war, wurde die Amplitudenabnahme zu $^1/_{11}$ gefunden. Aus den Wintermonaten fehlen mehrmalige tägliche Beobachtungen. Doch lässt die vollkommen gleichmässige Temperatur des Abflusswassers (Messungen Elektrizitätswerk Interlaken) erkennen, dass tägliche Temperaturschwankungen des Oberflächenwassers zu dieser Zeit praktisch nicht vorkommen. Wegen der grösseren Durchsichtigkeit des Wassers dringen die Wärmestrahlen tiefer in dieses ein; ihre geringere Energie wird von einer grösseren Wassermasse absorbiert, so dass nennenswerte Temperaturschwankungen nicht mehr auftreten können.

Innerhalb kurzer Zeitabschnitte, d. h. bei annähernd gleichem thermischem Zustande des Sees, bleibt das Verhältnis der Amplitude der Wasseroberflächentemperatur zur Amplitude der Lufttemperatur mehr oder weniger konstant.

Die täglichen Temperaturschwankungen machen sich praktisch nur bis zu einer Tiefe von 5 m bemerkbar (*Emden*, 1940; *Keller*, 1945).

b) Jährliche Phasenverschiebungen und Amplituden

Eine mit der Zeit veränderliche Einstrahlung kann durch eine Sinusreihe dargestellt werden, dementsprechend auch der Temperaturverlauf des Seewassers, als Funktion der Einstrahlung.

Auf Grund eines umfangreichen Beobachtungsmaterials am Rigaischen Meerbusen führt *L. Slaucitajs* (1947) eine mathematische Analyse durch, bringt die Ergebnisse in harmonische Ausdrücke und stellt sie in einem Tabellenwerk graphisch dar.

In vorliegender Arbeit wurden die Kurven mittlerer Monatstemperaturen in den verschiedenen Tiefenstufen des Brienzersees sowie die Kurve der mittleren monatlichen Lufttemperatur (Beobachtungsstation Interlaken aus Annalen MZA) empirisch konstruiert (Tafel V).

Für die Berechnung der Monatsmittel der Wassertemperaturen wurde, da nur Terminmessungen innerhalb 7 bis 10 Tagen ausgeführt wurden, folgende Überlegung zugrunde gelegt: Eine Messung am Monatsanfang ist sowohl für die letzte Dekade des Vormonats sowie für die erste Dekade des laufenden Monats massgebend. Daher wurden die Messdaten vom Monatsanfang bzw. Monatsende mit einfachem Gewicht, diejenigen nach der ersten und zweiten Dekade mit doppeltem Gewicht gezählt. So zählt z. B. die Mess-Serie v om 31. Mai je mit einfachem Gewicht im Mai und Juni.

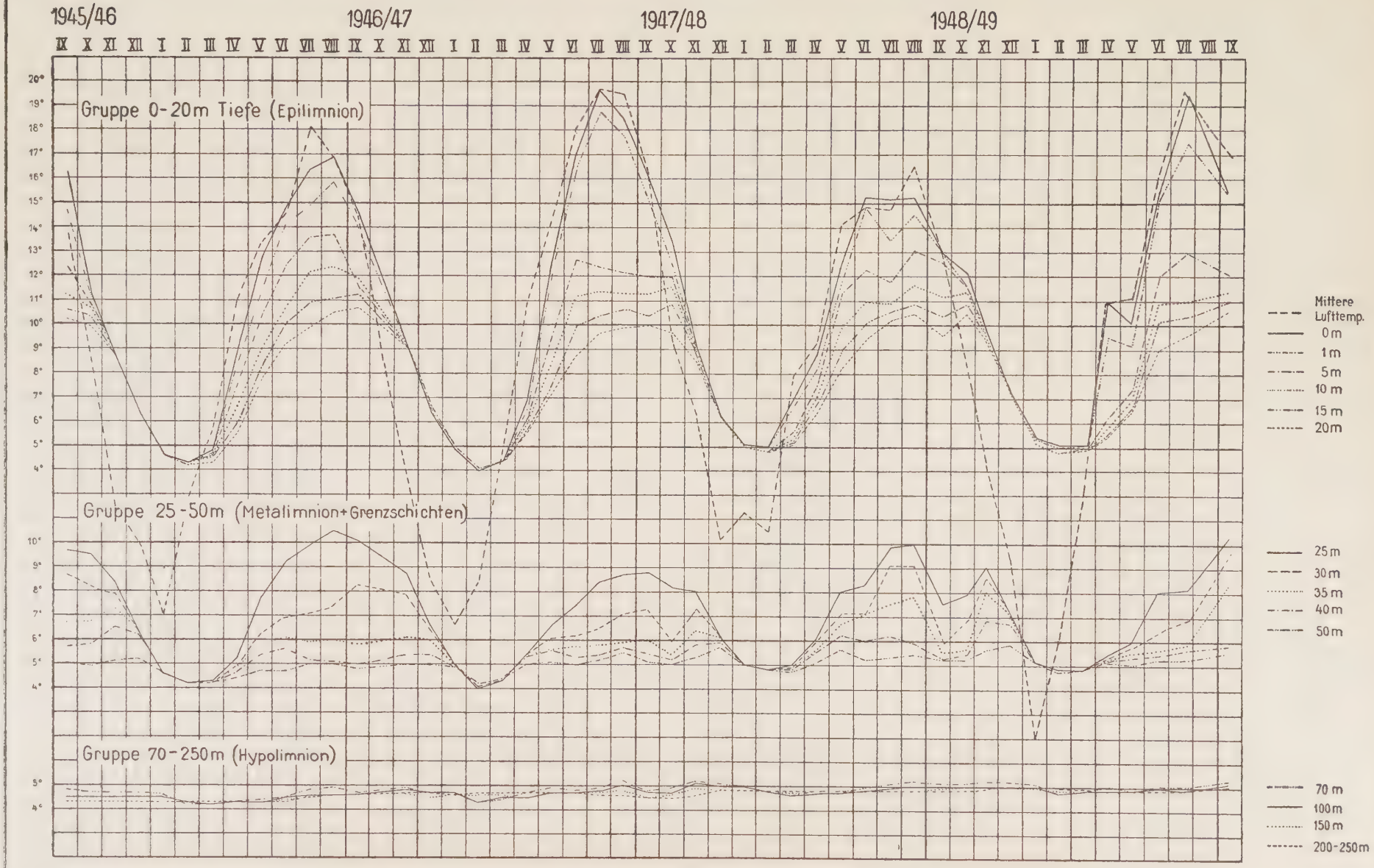
Die so erhaltenen Kurven sind nun recht ausgeglichen, sind einer Sinuskurve ähnlich und geben in gedrängter Form einen guten Überblick über die Temperaturschwankungen in verschiedenen Tiefen.

Wie schon bei der Besprechung der Tagesschwankungen angeführt wurde, macht sich der tägliche Einfluss von Sonnenstrahlung und Lufttemperatur nur bis 5 m Seetiefe gut, bis 10 m noch schwach bemerkbar. Die Temperaturkurven der Tafel V bestätigen dies, indem sie für die Tiefen 0 bis 5 m genau, für die 10-m-Stufe noch fast genau mit den Phasen der Lufttemperaturkurven übereinstimmen. Dies gilt für die wärmere Jahreszeit. Während aber im Winter die Lufttemperatur ihr minimales Monatsmittel im Januar erreicht (ausgenommen Januar 1948), weist das Wasser sein Minimum erst Ende Februar bis Anfang März auf. Dieses Februar-März-Minimum trifft für das gesamte Seevolumen zu und ist das Ergebnis der Wintervollzirkulation, die «theoretisch» erst aufhört, wenn alles Wasser durchwegs auf 4° abgekühlt ist.

Bei den Kurven von 15 bis 70 m Tiefe beachten wir, dass der Scheitelpunkt sich mehr und mehr nach rechts verschiebt, so dass der aufsteigende Ast weniger steil ist als der absteigende. Die Kurven der – –30-, – -35- und —40-m-Stufen verlaufen dazu noch unruhig. Wir bemerken im

Tafel V.

Kurven mittlerer Monatstemperaturen in verschiedenen Tiefen



Bereich der Sommerhalbphase 1 bis 3 Unterschwingungen mit sekundären Maxima im Mai, Juli/August und November/Dezember. In diesen Tiefen war auch immer die Sprungschicht anzutreffen. Während deren Bestehen sind ferner die Amplituden der monatlichen Temperaturschwankungen in 30 bis 40 m Tiefe grösser als in den überliegenden Schichten von 20 und 25 m Tiefe.[5] Unterhalb 50 m Seetiefe treten keine starken Temperaturschwankungen mehr auf. Die maximale Wassertemperatur tritt im Profundal (Tiefenregion) erst 4 bis 6 Monate nach der maximalen Lufttemperatur ein, zur Zeit des Übergangs der Herstteilzirkulation in die Wintervollzirkulation. Man bemerkt aber jeweilen schon ein erstes sekundäres Maximum im Juli, worauf eine, wenn auch nur geringe, Abkühlung folgt. Vermutlich hängt dies zusammen mit dem Hochwasserstand und den Temperaturen der Zuflüsse (siehe p. 48). Ihr kaltes und mit Schwebstoffen beladenes Wasser breitet sich im Profundal aus und bewirkt dort eine Änderung der thermischen Schichtung.

Allgemein steht fest, dass reines Wasser unter Normaldruck seine grösste Dichte bei 4° aufweist. Bei höherem Druck wird aber die Temperatur des Dichtemaximums erniedrigt (bei einem Überdruck von 10 Atm., also in 100 m Seetiefe, um 0,1°; *Ruttner*, 1940, p. 7).

Dagegen wird das spezifische Gewicht des Wassers durch Schwebstoffbeimengungen und gelöste Salze erhöht (*Ruttner*, 1940; *Keller*, 1945, p. 14). Da die Zuflüsse der Hasli-Aare und Lütschine reich an Schwebstoffen sind, sinkt deren Wasser nach seiner Einmündung in den See tiefer ab, als es seiner Temperatur entsprechen würde. Es vermischt sich mit dem dort vorhandenen kälteren Seewasser und erwärmt dieses. Hierin dürfte der Grund liegen, dass in den tiefsten Seeschichten nie die Minimaltemperatur von 4° angetroffen wurde, obschon die Theorie dies vor Einstellung einer inversen Temperaturschichtung erfordert hätte. Um die Temperatur des Wassers grösster Dichte festzustellen, betrachten wir also die Lotserien, die eine inverse thermische Schichtung zeigen. Wir finden auf diese Weise: Februar und März 1946: Die Temperatur des Wassers grösster Dichte unterhalb 100 m beträgt 4,3°; Februar und März desgleichen unterhalb 150 m: 4,7°. In den entsprechenden Monaten der Jahre 1948 und 1949 wurde keine inverse Schichtung angetroffen; jedenfalls lag die Temperatur des Wassers grösster Dichte nicht unter 4,7°.

Tabelle 14 *Jährliche Amplituden der mittleren Monatstemperaturen*

Tiefe	1945/46	1946/47	1947/48	1948/49	Durchschnitt
Luft	20,1	22,1	15,3	19,3	19,2
0 m	12,6	15,7	11,1	14,4	13,5
1 m	—	14,7	10,2	12,5	12,5
5 m	9,4	8,6	8,3	8,2	8,3
10 m	8,1	7,8	6,9	6,6	7,4
15 m	6,9	7,2	6,1	6,1	6,6
20 m	6,3	6,7	5,7	5,8	6,1
25 m	6,3	6,1	5,2	5,5	5,8
30 m	4,5	4,2	4,3	4,8	4,5
35 m	2,6	2,0	3,0	3,5	2,8
40 m	2,3	1,5	1,4	2,0	1,8
50 m	1,0	1,2	1,0	1,0	1,1
70 m	0,7	0,9	0,6	0,4	0,7
100 m	0,4	0,7	0,5	0,3	0,5
150 m	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3
200 m	0,3	0,1	0,3	0,2	0,2
250 m	0,3	0,0	0,3	0,1	0,2

[5] Ferner beobachten wir, was später eingehender zu diskutieren sein wird, dass im Bereich der Sprungschicht auch stärkere Strömungen auftreten. *Forel* (1911, p. 82), *Aufsess* (1905, p. 32).

Tabelle 15 *Jährliche Phasenverschiebungen*

		Sommerhalbphase		Winterhalbphase	
		Temp. Max.	Verschiebung Monate	Temp. Min.	Verschiebung Monate
Luft		Juli	—	Januar	—
Wasser	0 m	Juli	—	Februar	1
	1 m	Juli	—	Februar	1
	5 m	Juli	—	Februar	1
	10 m	August	1	Februar	1
	15 m	September	2	Februar	1
	20 m	September	2	Februar	1
	25 m	August – Sept.	1 – 2	Februar	1
	30 m	September	2	Februar	1
	35 m	November	4	Februar	1
	40 m	Nov. – Dez.	4 – 5	Februar	1
	50 m	Dezember	5	Februar	1
	70 m	August u. Nov.	1 u. 4	Februar – März	1 – 2
	100 m	August u. Nov.	1 u. 4	Februar – März	1 – 2
	150 m	Nov. – Dez.	4 – 5	März – April	2 – 3
	200/250 m	Dez. – Januar	5 – 6	unbestimmt	
Ges. Wärmeinhalt		August	1	Februar – März	1 – 2
Stabilität (Tafel IV)		Juli – August	1/2 – 1	Februar	1

(Übersicht auf Grund der Kurven mittlerer Monatstemperatur in verschiedenen Seetiefen, Tafel V.)

6. Wärme-Bilanz

a) Allgemeiner Überblick

Zur Beschreibung des Wärmehaushaltes eines Sees kann man sich nicht nur darauf beschränken, den Wärmegewinn oder -verlust pro Einheit der Oberfläche oder den gesamten Unterschied zwischen maximalem und minimalem Wärmegehalt anzugeben. Wir müssen vielmehr die verschiedenen Faktoren berücksichtigen, die den Wärmeumsatz beeinflussen, d. h. wir müssen versuchen, über den Wärmehaushalt eines Sees eine Bilanz aufzustellen. Buchhaltungsmässig enthält diese

A. Als Einnahmeposten:
1. Einstrahlung;
2. Wärmeleitung von der Luft an die Wasseroberfläche;
3. Wärmegewinn durch Zuflüsse;
4. Wärmegewinn durch Regen.

Einen allfälligen Einfluss der Erdwärme auf die Grundtemperatur, ferner Reibungswärme, also Wärme als umgewandelte Bewegungsenergie, sowie Kondensationswärme und Wärmegewinn aus biologischen Prozessen lassen wir ausser acht, da uns keine Methode bekannt ist, wie diese zahlenmässig erfasst werden können und sie im Vergleich zum allgemeinen Wärmeumsatz sehr gering sein dürften. (Vgl. hierüber *Schmidt*, 1925, p. 28; 1928, p. 147. *Halbfass*, 1923, p. 179.)

B. Als Ausgabeposten verzeichnen wir: 1. Ausstrahlung;
2. Wärmeleitung an die Luft;
3. Wärmeentzug durch den Abfluss;
4. Verbrauchte Verdunstungswärme;
5. Verbrauchte Schmelzwärme bei Schneefall.

Aus A minus B ergibt sich:

C. Wärmebilanz, d. h. Zu- oder Abnahme des gesamten Wärmegehaltes in einer bestimmten Zeit. Diese Veränderungen des Wärmegehaltes sind bekannt. Aus ihnen und aus den teilweise bekannten Aktiv- und Passivposten können Strahlung und Leitung, sowohl in positivem als auch in negativem Sinn, zusammen berechnet und hernach gegeneinander abgewogen werden.

b) Die einzelnen Komponenten

Wärmegewinn durch Zuflüsse, Wärmeverlust durch Abfluss

Vom September 1947 bis August 1948 wurden durch zuverlässige Beobachter täglich die Temperaturen der Hasli-Aare und der Lütschine gemessen. Unsere Wärmebilanz erstreckt sich deshalb nur über dieses Zeitintervall.

Lütschg (1928) widmete im Sommer 1919 den Beziehungen zwischen Wasserstand und Wassertemperatur der Visp bei Stalden eine Spezialstudie. Die Visp ist dort ein Gewässer vom gleichen Typus wie die zur Diskussion stehenden Flüsse, Hasli-Aare und Lütschine. Aus den höchst genauen Beobachtungen resultiert folgendes:

Die Visp ist in Stalden im Winter wärmer, sonst meistens kälter als die Luft. Die Schwankungen der Wassertemperatur sind nicht so gross wie die der Lufttemperatur. Höhere Wassertemperaturen als 8 bis 9° im Tagesmittel kommen überhaupt nicht vor. Die Differenz der Wasser- gegenüber der Lufttemperatur im Sommer ist eine Folge der starken Zufuhr von Schmelzwasser, welches wenig mehr als 0° warm wird.

Im April entsprechen kleinen Schwankungen des Wasserstandes relativ grosse Schwankungen der Wassertemperatur. Die gewaltigen Anschwellungen im Monat Juni infolge der Schnee- und im August infolge der Gletscherschmelze gelangen im Verlaufe der Temperaturkurve des Wassers nur schwach, teilweise gar nicht zum Ausdruck.

Die minimalen Tagestemperaturen werden in den Morgenstunden festgestellt, etwa zwischen 04.30 Uhr und 07.20 Uhr, das Minimum der Wasserführung im Durchschnitt etwas später, zwischen 08.30 und 10.00 Uhr. Die höchsten Wassertemperaturen werden zwischen 14.00 Uhr und 18.00 Uhr registriert, die höchsten Wasserstände zwischen 17.20 und 21.30 Uhr.

Warme sommerliche Niederschläge haben in der Regel eine Erhöhung und nur ausnahmsweise eine Erniedrigung der Temperaturen der Gletscherwasser zur Folge.

Meine Beobachtungen

Hasli-Aare: Es wurde immer um die Mittagszeit, zirka um 13.00 Uhr, gemessen. Alle Wochen einmal wurden Morgen-, Mittags- und Abendtemperaturen abgelesen. Der Vergleich ergab, dass die Mittagstemperaturen gegenüber dem Tagesmittel um etwa 5% zu hoch waren. Nur im November und Dezember entsprach sie dem Tagesmittel. Eine Reduktion der abgelesenen Mittagstemperaturen auf die Tagesmitteltemperatur brauchte indessen nicht vorgenommen zu werden, weil die Differenz sich in der Wärmebilanz mehr oder weniger aufheben dürfte gegenüber der zur gleichen Zeit getätigten Temperaturbestimmung der abfliessenden Aare.

Lütschine: Die Hauptmessung wurde jeweilen in Gsteig zwischen 17.00 und 18.00 Uhr ausgeführt. Auch hier wurde meistens alle Wochen einmal, ausgenommen im Winter, die Morgen-, Mittags- und Abendtemperatur abgelesen. Das tägliche Temperaturmaximum wurde im Herbst in der Mittagszeit, im Frühling und im Sommer aber am Abend festgestellt. Die Nachmittagstemperatur wurde auf die Mittagstemperatur reduziert, in Anlehnung an die Messungen der zu- und abfliessenden Aare.

Aare-Abfluss: Die Messungen wurden vom 1. März 1946 bis 31. Oktober täglich, von da bis Ende Juli 1949 wöchentlich einmal im Elektrizitätswerk Interlaken vorgenommen. Die kurze Strecke vom Seeausfluss bis zum Elektrizitätswerk und die Durchmischung der beträchtlichen Wassermassen in 2 Gefällsstufen zwischen Ausfluss und Beobachtungsort boten Gewähr, dass im Bereich der unvermeidlichen Unsicherheiten die wirkliche Temperatur des Seeausflusses gemessen wurden. Man erhielt ungefähr die Mitteltemperaturen der obersten Wasserschichten bis 30 m Seetiefe. Diese täglichen Messungen liessen denn auch Rückschlüsse ziehen auf das

thermische Verhalten dieser obersten Seewasserschicht an den zwischen meinen Temperaturlotungen liegenden Tagen.

Das Abflusswasser zeigte vom April bis Oktober starke tägliche Temperaturschwankungen, entsprechend der Lufttemperatur und Besonnung (siehe Besprechung der Thermik des Sees, tägliche Schwankungen) und als Folge der Abflussregulierung. In den Wintermonaten November bis März war die Temperaturkurve immer sehr ausgeglichen.

Vergleich der Temperaturen dieser 3 Flüsse

Hasli-Aare und Lütschine: Beide gleichen in ihrem Verhalten der Visp. Vom September 1947 bis Ende Februar 1948 waren beide Flüsse ungefähr gleich temperiert.

In den Monaten März bis Mai 1948 wurde die Lütschine durchschnittlich um 2° wärmer befunden als die Hasli-Aare. Es war die Zeit der Schneeschmelze auf den Voralpen. März und April 1948 waren ausserordentlich sonnenreich und warm. Vom Einfluss der wärmeren Luft und stärkeren Einstrahlung profitierte die Lütschine mehr als die Aare im engeren Haslital, besonders weil beträchtliche Wassermengen zum Zwecke der Energiegewinnung durch Stollen fliessen und der Einstrahlung nicht ausgesetzt sind.

Wir zitieren aus dem Bericht der EAWAG (1947): «Eine Besichtigung der Aare in Innertkirchen zeigte, dass die Hasli-Aare durch den Zufluss aus dem Werk abgekühlt und stark getrübt wird. Am 15. 3. 46 vormittags, bei hellem, warmem Sonnenwetter, zeigte sie eine Temperatur von 5,5° C, bei vollständig klarem Wasser. Das Gadmerwasser wies vor der Einmündung des Unterwasserstollens eine Temperatur von 4° C auf und war ebenfalls klar. Nach der Vermischung mit dem Werkabfluss sank seine Temperatur auf 2,5° C und war stark milchig getrübt. Dieses kalte und trübe Wasser gelangt unmittelbar darauf in die Aare, deren Charakter dadurch völlig geändert wird. Es kann mangels eingehender Messungen allerdings nicht beurteilt werden, ob die Abkühlung und Trübung der Aare für die aufgeführten Veränderungen im Brienzersee verantwortlich ist.»

Im Mai erreichte die Lütschine auch ihre maximale monatliche Durchschnittstemperatur. Im Mass, wie die Schneeschmelze in die höheren Regionen griff und in die Gletscherschmelze überging, im Mass, wie damit auch das Maximum der Wasserführung erreicht wurde, sank die monatliche Durchschnittstemperatur der Lütschine um 0,5° und glich sich der Temperatur der Hasli-Aare wieder an.

Zuflüsse-Abfluss: Im September 1947 war die abfliessende Aare um 6 bis 7° wärmer als die Zuflüsse. Dieser Überschuss aus dem Wärmereservoir des Brienzersees verringerte sich in den folgenden Monaten gleichmässig und sank anfangs März 1948 auf Null. Mit zunehmender Erwärmung der obersten Wasserschichten des Sees wuchs auch der Wärmeüberschuss des Abflusses wieder sachte an, stieg aber in den kühlen Sommermonaten 1948 nie über 5° im Monatsdurchschnitt. Diese Feststellungen dürfen aber wegen der klimatologischen Abnormitäten nicht verallgemeinert werden. Der Winter war sehr mild und der Sommer sehr kühl. Aus Einzelmessungen anderer Jahre ging hervor, dass der winterliche Wärmeüberschuss des Abflusses beträchtlich grösser war, sinkt doch bekannterweise die Seetemperatur an der Oberfläche selten und dann nur wenig unter 4°, während in den kalten Wintermonaten Januar und Februar 1947, als die Flussufer vereist waren, die Temperatur der Zuflüsse öfters zwischen 0 und 1° stand. In den normal warmen Frühlingsmonaten März bis Mitte Mai der Jahre 1946, 1947 und 1949 blieb die Temperatur der abfliessenden Aare unter derjenigen der Lütschine. Im heissen Juli 1947 stieg die Differenz Abfluss-Zufluss gelegentlich bis auf 10°.

Temperatur der Nebenbäche

So wenig wie die Wassermenge wurde die Temperatur der Nebenbäche gemessen. Wenn wir uns hier auf Schätzungen stützen, auf Grund von Vergleichen mit den vorerwähnten Flusstemperaturen, auf Grund von meteorologischen Beobachtungen in benachbarten Gebieten und anhand von Publikationen, so geschieht es nicht, um falschen Schein zu erwecken über den Umfang der Beobachtungen, sondern um die unvermeidlichen Fehler nach Möglichkeit zu verkleinern.

Forster (1894) bringt eine Zusammenstellung des bis 1890 bekannten Beobachtungsmaterials. Gletscher- und Gebirgsbäche werden allerdings nur wenig berücksichtigt.

Eine neuere Dissertation: «Über die Temperaturen fliessender Gewässer in den Ostalpen» von Ferd. *Rösle,* 1922, erschien leider nicht im Druck. Eine auszugsweise Wiedergabe in einem Referat besorgte *J. Haeuser* (1933).

Rösles Arbeit beruht auf dem in den Jahrbüchern des Hydrographischen Zentralbureaus in Wien niedergelegten österreichischen Beobachtungsmaterial aus den Ostalpen für die Jahre 1896 bis 1914, von 44 Stationen an 7 Flussgebieten. Da also die Temperatur eines Flusses an mehreren Stellen gemessen wurde, war es *Rösle* möglich, die Veränderungen des Temperaturganges längs des Flusslaufes zu studieren.

Es wäre zu wünschen, dass man auch in unserem Land der Untersuchung über die Temperaturen fliessender Gewässer mehr Aufmerksamkeit schenken würde. Ich wurde in dieser Ansicht bestärkt durch Herrn Fischereiinspektor H. H. *Quartier* in Neuenburg, dem ich übrigens auch andere wertvolle Anregungen verdanke.

Regelmässige, systematische Beobachtungen über Flusstemperaturen haben nicht nur wissenschaftliche, sondern auch unmittelbar praktische Bedeutung für Fischzucht, Wasserversorgung, Bewässerung und Eisprognose. Zum Beispiel ist der Gehalt an gelösten Substanzen und Mikroorganismen abhängig von der Wassertemperatur. Die Beobachtung der Wassertemperatur ermöglicht unter Umständen auch die Entscheidung der Frage, ob man es in einzelnen Fällen mit Grundwasser oder mit Oberflächenwasser zu tun habe.

In bezug auf meine Untersuchungen seien aus *Rösles* Arbeit noch folgende Ergänzungen angebracht:

Die Gebirgsquellbäche gleichen in ihrem Temperaturverhalten den Gletscherbächen in der relativ geringen Jahresschwankung und damit in der grossen Flachheit des jährlichen Temperaturganges. Beide Typen sind im Sommer viel kälter, im Winter wärmer als die Luft. Ein Hauptunterschied besteht darin, dass die Gletscherbäche ihre geringste mittlere Monatstemperatur im Januar erreichen, die Gebirgsquellbäche dagegen erst im Februar, weil die Quellen die niedrigste Temperatur erst im März oder April aufweisen. Die Maxima der Wassertemperatur fallen bei den Gebirgsquellbächen fast ausschliesslich auf den August wegen der zu dieser Zeit grössten Bodentemperatur, geringen Wasserführung und intensiveren Bestrahlung (mehr heitere Tage, weniger feuchte Luft).

Ein Unterschied zwischen den Feststellungen *Rösles* und meine Beobachtungen in bezug auf die Gletscherbäche kann noch erwähnt werden. Rösle fand das Temperaturmaximum der Gletscherbäche im August; nach meinen Messungen wies die Lütschine mit ihrem natürlichen Regime ihr Maximum im April auf, während die Hasli-Aare, wahrscheinlich infolge der Einwirkung der Stauseen im Grimselgebiet, ihre höchsten Monatsmittel auch erst im August aufwies. Doch waren meine Messungen zu wenig zahlreich und systematisch, als dass ich davon allgemein gültige Regeln ableiten möchte.

Ich konstruierte nun die Kurven der mittleren monatlichen Lufttemperaturen der Stationen Interlaken (568 m), Meiringen (605 m), Beatenberg (1148 m), Guttannen (1058 m) und Grimsel (1964 m), wobei sich zeigte, dass die Kurven von Interlaken und Meiringen einerseits, die von Beatenberg und Guttannen anderseits einen sehr ähnlichen Verlauf aufweisen. Da die mittleren Höhen, in welchen die Quellen der Nebenbäche des Brienzersees liegen, ungefähr der Höhe von Beatenberg und Guttannen entsprechen, die Temperaturkurve von Beatenberg für die sonnseitigen und die von Guttannen mehr für die schattseitigen Gewässer repräsentativ sein dürften, da weiter ihr Ablauf zum Brienzersee rasch erfolgt, passte ich ihre Temperaturkurven dem Kurvenpaar der Stationen Beatenberg und Guttannen an, unter Beobachtung aller von *Forster* und *Rösle* angegebenen Bedingungen und im Vergleich mit den beobachteten Temperaturen von Hasli-Aare und Lütschine.

So erhielt ich als mittlere interpolierte Monatstemperatur aller Nebenbäche

		Grad C			Grad C
1947	September	12	1948	März	4
	Oktober	9		April	7
	November	6		Mai	9
	Dezember	2,5		Juni	10
1948	Januar	2		Juli	10
	Februar	1,5		August	11

Es brauchten nun nur noch die mittleren monatlichen Abflussmengen aller Zuflüsse sowie des Abflusses (siehe Tab. 7) mit ihrer mittleren Temperatur multipliziert zu werden, um die zu- bzw. weggeführte Wärmemenge in Kalorien zu erhalten, welche Zahlen in Tabelle 16 eingesetzt wurden (Kol. 1 bis 3 und 6).

Niederschlag

Aufzeichnungen eines Ombrographen standen nicht zur Verfügung, aus denen man die Tageszeit der Niederschläge hätte entnehmen können. In der Annahme, dass sich die Niederschläge im Zeitintervall eines Monats ungefähr gleichmässig auf alle Tageszeiten verteilen, multiplizierte ich die monatlich gefallenen Niederschlagsmengen (Mittel der Stationen Interlaken und Brienz) mit der nach *Kleinschmidt* modifizierten mittleren monatlichen Lufttemperatur von Interlaken (das

heisst: Regen ist im Durchschnitt 2° kälter als die Luft) und erhielt so den monatlichen Wärmegewinn gemäss Tab. 16, Kol. 4. Hier ist die Unsicherheit sicher recht beträchtlich. Beträgt sie schätzungsweise 25 %, so macht das aber, da die auf die Seefläche direkt fallenden Niederschläge nur 2 % der Wassereinnahmen repräsentieren (Tab. 7), einen Fehlerbereich von nur ½ % der gesamten Wärmeeinnahmen aus.

Schmelzwärme bei Schneefall

Anhand der Tagebücher der MZA-Stationen Interlaken und Brienz wurden für die Monate Dezember 1947, Januar und Februar 1948 die Niederschläge in Form von Schnee ausgemittelt. Es resultiert:

	Schnee	Regen
Dezember 1947	90	19,2
Januar 1948	72	100
Februar 1948	5,6	76

Nach *Kleinschmidt* darf die Temperatur des Schnees annähernd mit 0° angenommen werden. Wir haben also die in Form von Schnee gefallene Niederschlagsmenge mit der Schmelzwärme für Wasser, die mit 80 Cal/kg bekanntlich hoch ist, zu multiplizieren und erhalten die Werte in Tab. 16, Kol. 8. Wenn sie im Vergleich zum gesamten Wärmeumsatz auch gering sind, so dürfen sie doch nicht vernachlässigt werden.

Verdunstungswärme

Die Verdunstungsmenge wurde beim Aufstellen der hydrologischen Bilanz bestimmt (siehe p. 11—13 und Tab. 4). Wir haben die verdunstete Wassermenge mit der Verdunstungswärme zu multiplizieren. Nach dem Tabellenwerk Landolt-Börnstein (5. Auflage, letzter Ergänzungsband) ergibt sich für die Temperaturen von 5° bis 16° eine Verdunstungswärme von 595 bis 588 Cal/kg. So kommen wir zu den Werten von Tab. 16, Kol. 7.

c) Aufstellung der Wärmebilanz

Nun können wir die bekannten Wärmeeinnahmen den Ausgaben gegenüberstellen. Analog der hydrologischen Bilanz stellen wir die Gleichung auf:

Einnahmen — Ausgaben = ±Wärmegewinn

detailliert: $(Z + R) + (L + S) - (A + V + Sch) = \pm G$

Z = Zuflüsse	A = Abfluss
R = Regen	V = Verdunstungswärme
L = ± Leitung	Sch = Schmelzwärme
S = ± Strahlung	± G = Wärmegewinn oder -verlust

Nach der unbekannten Grösse (L + S) aufgelöst:

Fall a), wenn G = negativ:

$$(L + S) = (A + V + Sch) - (Z + R + G)$$

Fall b), wenn G = positiv:

$$(L + S) = (A + V + Sch + G) - (Z + R)$$

Diskussion: (Tabelle 16, p. 52)

Fall a): sinkender Wärmeinhalt: Beispiel September 1947.

Durch Zuflüsse und Niederschlag wurden dem See 1421 Mia Cal zugeführt; infolge Abflusses und Verdunstung verlor er 3859 Mia Cal. Der Wärmeinhalt müsste also um 3859 — 1421 = 2438 Mia Cal abgenommen haben. Tatsächlich, nach Messung und Berechnung, hat er nur um 1238 Mia Cal abgenommen. Die Wärmeaufnahme durch Einstrahlung und Leitung muss also 2438 — 1298 = 1140 Mia Cal betragen haben.

Beispiel: Dezember 1947: Der See verlor durch Abfluss, Verdunstung und Schmelzprozess 1809 Mia Cal, gewann durch Zuflüsse ein Minimum von 199 Mia Cal. Das Defizit müsste somit 1610 Mia Cal betragen; die Abnahme des Wärmeinhalts seit dem November beträgt aber laut Messung 2010 Mia Cal. Die Differenz von 400 Mia Cal muss durch Strahlung und Leitung an die Luft abgegeben worden sein.

Tabelle 16

Bilanz des Wärmehaushaltes

(Werte in 10^9 = Milliarden Cal)

Abkühlungshalbjahr	Hasli-Aare 1	Lütschine 2	Nebenbäche 3	Regen 4	Total Einnahmen 5	Aare-abfluss 6	Verdunstungswärme 7	Schmelzwärme 8	Total Ausgaben 9	Temp.-Diff. Zu- und Abfluss 10	W'inhalt Zu- oder Abnahme 11	+ − Strahlung Leitung 12
Sept. 1947	839	433	124	25	1421	2518	1341	—	3859	1097	− 1140	+ 1298
Okt.	336	142	36	10	524	966	1817	—	2783	442	− 790	+ 1469
Nov.	349	197	165	31	742	1156	1249	—	2405	414	− 600	+ 1063
Dez.	121	60	18	—	199	431	1164	214	1809	232	− 2010	− 400
Jan. 1948	160	84	35	3	282	423	762	171	1356	141	− 1060	+ 14
Febr.	184	66	27	2	279	448	934	14	1396	169	− 810	+ 307
Erwärmungshalbjahr	1989	982	405	71	3447	5942	7267	399	13608	2495	− 6410	+ 3751
März	304	159	53	5	521	578	403	—	981	57	+ 1710	+ 2170
April	337	184	130	8	659	853	651	—	1504	194	+ 2040	+ 2885
Mai	839	395	244	15	1493	2178	1209	—	3387	685	+ 2520	+ 4414
Juni	1138	538	334	73	2083	3298	1885	—	5183	1215	− 730	+ 2370
Juli	1449	781	546	91	2867	4084	1520	—	5604	1217	+ 3050	+ 5787
August	1380	757	470	88	2695	4203	1084	—	5287	1508	+ 320	+ 2912
	5447	2814	1777	280	10318	15194	6752		21946	4876	+ 8910	+20538

Fall b): steigender Wärmeinhalt: Beispiel Mai 1948.

Der Wärmeinhalt stieg seit April um 2520 Mia Cal. Die Wärmeeinnahmen aus Zuflüssen und Niederschlag betrugen aber nur 1493 Mia Cal, dagegen der Verlust durch Abfluss und Verdunstung 3387 Mia Cal. Schon allein um das Defizit zu decken, hätte der See 3387—1493 Mia Cal aufnehmen müssen. Da er darüber hinaus noch Wärme aufspeichern konnte, nahm er zusätzlich die entsprechende Wärmemenge auf, zusammen also 1894 + 2520 Mia Cal = 4414 Mia Cal.

Die Ergebnisse der Kolonne 12 in Tab. 16 überraschen einigermassen.

Die grösste Überraschung bietet die Feststellung, dass im Jahreslauf September 1947 bis August 1948 der See nur im Dezember zum Wärmespender wurde, in der übrigen Zeit aber immer Wärmezehrer war. Betrachten wir die Kurven mittlerer Monatstemperatur der Luft und der Wasseroberfläche (Tafel V), so müsste Wärmeleitung vom See an die Luft immer stattfinden, wenn ein Temperaturgefälle in Richtung Wasser—Luft besteht. Das wäre der Fall von Mitte September 1947 bis Mitte März 1948, wenn die Kurve der durchschnittlichen Lufttemperatur unter der Kurve der mittleren Temperatur der Wasseroberfläche verläuft. Die Untertemperatur der Luft (MZA Station Interlaken) gegenüber der Seeoberfläche betrug im Monatsmittel

		Grad C			Grad C
September	1947	0	Januar	1948	— 2,8
Oktober	1947	— 4	Februar	1948	— 3,5
November	1947	— 2,9	März	1948	+ 0,9
Dezember	1947	— 5,2			

Um genaue Resultate über den Wärmeleitungsgradienten zu erhalten, hätte man 2 Thermographen unmittelbar über und unter der Grenzfläche Wasser—Luft aufzustellen. Dann müssten die Differenzen der beiden Kurven im positiven und negativen Sinn integriert werden, wobei sich wegen der grösseren Amplitude der Lufttemperatur viele Überschneidungen ergäben.

Ein grosser Teil des kurzfristigen Wärmeumsatzes kann also durch unsere Bilanz gar nicht erfasst werden.

Eingedenk dieser erwähnten Unzulänglichkeiten kehren wir zu unserer Wärmebilanz zurück.

Wir sind des weiteren überrascht, dass die erhaltenen Beträge für Strahlung und Leitung eigentlich sehr gering sind. Den überwiegenden Anteil an der Wärmeaufnahme hat doch die Sonnenstrahlung (*Halbfass*, 1923, p. 179; *Sauberer*, 1941, p. 15; *Ruttner*, 1940, p. 20). Die Solarkonstante, d. h. die der Erde pro Zeiteinheit (1 Minute) zugeführte Energie beträgt bekanntlich rund 2 cal/min. cm^2, bei rechtwinkligem Strahleneinfall, an der Obergrenze der Atmosphäre. Unter Berücksichtigung der Erdrotation (Wechsel der Tageszeiten) und der Kugelgestalt der Erde (schiefwinkliger Strahleneinfall) wurde eine reale Solarkonstante als Durchschnittswert für die gesamte Erdoberfläche von 0,485 cal/min. cm^2 errechnet, immer noch an der Obergrenze der Atmosphäre. Auf dem Wege durch die Atmosphäre erfährt die zur Erdoberfläche gelangende Sonnenstrahlung aber eine weitgehende Abschwächung. Sie wird sowohl durch die Lufthülle an sich als auch durch deren Beimengungen zum Teil absorbiert, zum Teil durch Zerstreuung abgeschwächt. Als Mittelwert für die auf den Erdboden gelangende Sonnenstrahlung wurden 43 % von 5,485 = 0,2085 cal/min. cm^2 errechnet, also nur noch rund 10 % der Solarkonstanten. (Die 43 % setzen sich zusammen: 27 % als direkte Sonnenstrahlung, 16 % als diffuse Reflexion.)[6]

Von dieser Strahlungsenergie profitiert auch unser Brienzersee. Dagegen strahlt die Seeoberfläche ihrerseits Energie aus.

Nach Arbeiten von *Angström* und Wilh. *Schmidt* (erwähnt in *Sauberer*, 1941, ferner in Met. Zeitschrift, Jahrg. 1918) ist die absolute Strahlung einer Wasserfläche nur rund 10 % kleiner als die eines vollkommen schwarzen Körpers, kann daher also berechnet werden.

Ferner wird der See noch dadurch zum Energiespender, dass an seiner Oberfläche Strahlen reflektiert werden, die, in Anbetracht der steilen Ufer, zum grossen Teil der Umgebung zugute kommen. *Sauberer* unterscheidet noch zwischen der eigentlichen Oberflächenreflexion und der im Wasser reflektierten und zerstreuten Strahlung, die er als «kurzwellige Rückstrahlung» bezeichnet. Um nun die für die Erwärmung des Sees wirksame resultierende Strahlungsenergie zu bestimmen, stellt *Sauberer* eine **Strahlungsbilanz** auf.

[6] Nach Vorlesung von Prof. *Gygax* über allgemeine Geographie (S. S. 1950).

Darunter versteht er also die algebraische Summe aller wirksamen Einstrahlungs- und Ausstrahlungskomponenten, deren einzelne Werte er in einem reichhaltigen Tabellenmaterial zusammenstellt, wobei die eintreffende Strahlung positiv, die austretende negativ zu zählen ist.

Es gilt demnach für eine freie Wasserfläche:

$SB = S + H + G - A - R_k - R$

SB = Strahlungsbilanz
S = direkte Sonnenstrahlung auf die Horizontalebene, tagsüber zeitweise vorhanden
H = Himmelsstrahlung (kurzwellige, 0,3 bis 3 Mikron), tagsüber immer vorhanden
G = Gegenstrahlung der Atmosphäre (langwellige Temperaturstrahlung, Wellenlänge grösser als 3 Mikron), immer vorhanden
A = Ausstrahlung
R_k = kurzwellige Rückstrahlung des Wassers, herrührend von der im Wasser zerstreuten Strahlung, tagsüber immer vorhanden
R = von der Wasseroberfläche reflektierte Strahlung. Am wirksamsten im Bereiche der sichtbaren Strahlung und im Infrarot (tagsüber vorhanden); weniger wirksam im Bereiche der langwelligen Temperaturstrahlung (immer vorhanden)

Betrachten wir danach zwei Fälle, um die Beträge für Strahlung und Leitung gegeneinander abzuwägen:

a) Dezember 1947: Durchschnittlicher Bewölkungsgrad 8,3

Tagesbilanz über 24 Stunden	$= -31$ cal/cm²
Anzahl Tage mal Tagesbilanz mal Oberfläche in cm²	
umgerechnet in Cal	$= \frac{31 \cdot (-31) \cdot 29{,}66 \cdot 10^{10}}{10^3}$ Cal
ergibt Gesamtausstrahlung	$= -285 \cdot 10^9$ Cal
Totale Wärmeabgabe (Tab. 16, Kol. 12)	$= -400 \cdot 10^9$ Cal
Durch Leitung weggeführt	$= -115 \cdot 10^9$ Cal

b) Juli 1948: Durchschnittlicher Bewölkungsgrad 5,2

Tagesbilanz über 24 Stunden	
bei Bewölkungsgrad 0 — 3	$= +485$
bei Bewölkungsgrad 8 — 10	$= +93$
Mittlere Tagesbilanz	$= +578 : 2 = +289$ cal cm²
umgerechnet in Cal	$= \frac{31 \cdot 289 \cdot 29{,}66 \cdot 10^{10}}{10^3}$ Cal
ergibt Gesamteinstrahlung	$= +2657 \cdot 10^9$ Cal
Totaler Wärmegewinn (Tab. 16, Kol. 12)	$= +5787 \cdot 10^9$ Cal
Durch Leitung zugeführt	$= +3130 \cdot 10^9$ Cal

Das sind Werte, die sich vergleichen lassen können. Nun erklärt sich auch der scheinbare Widerspruch, dass der See in den Wintermonaten, ausgenommen Dezember, infolge des Temperaturgefälles vom Wasser zur Luft, Wärme an die Umgebung abzugeben vermag, während er doch, gemäss Wärmebilanz, Wärmeempfänger ist.

Um noch einen Anhaltspunkt zu erhalten über die Grössenordnung der auf die Seeoberfläche gelangten Strahlungsenergie, also nur der positiven Komponenten der vorhin erwähnten Strahlungsbilanz von *Sauberer* (1941, p. 25) — denn diese werden vom Wasser zuerst aufgenommen, bevor sie als reflektierte oder Wärmestrahlen denselben wieder verlassen —, greifen wir aus der Tabelle: Mittlere tägliche Wärmesummen von Sonnen- und Himmelsstrahlung auf die horizontale Fläche in cal/cm² einige Werte heraus:

	Januar	Juli
Karlsruhe	68	525
Davos	154	640

Umgerechnet auf Cal und ganze Seeoberfläche innerhalb eines Monats erhalten wir:

	Januar	Juli
unterer Wert, entsprechend Karlsruhe	$625 \cdot 10^9$	$4827 \cdot 10^9$ Cal
oberer Wert, entsprechend Davos	$1416 \cdot 10^9$	$5885 \cdot 10^9$ Cal

Es geht daraus hervor, dass wirklich, wie schon gesagt wurde, die Sonnenstrahlung alle anderen Komponenten bei weitem übertrifft.

Messungen über Ein- und Ausstrahlung sind im allgemeinen noch nicht über das Laborstadium gewachsen, und so gehört die Lösung dieser Probleme mehr in den Aufgabenbereich der zuständigen Physiker und Meteorologen. *Sauberer* gibt einen guten Überblick über die Messmethoden und die bis jetzt verfügbaren Instrumente, belegt durch zurzeit vorliegende Resultate, besonders gestützt auf das reiche Beobachtungsmaterial der Biologischen Station am Lunzersee, Niederösterreich.

Eine interessante Diskussion entspann sich in der Met. Zeitschrift (*J. Maurer*, 1917, p. 193, Replik von *A. Angström*, 1918, p. 90). Praktische Strahlungsmessungen an Hochgebirgsseen sind exkursionsmässig ausgeführt worden durch *Suchlandt* und *Schmassmann* (1935).

Vom rein theoretischen Standpunkt aus beschäftigt sich *R. Emden* (1940) mit dem Wärmeproblem der Seen. Hier scheint mir aber die Abstraktion zu weit getrieben. Emden nimmt als Ausgang für seine Betrachtungen den «Glassee», eine starre Masse, aber ausgestattet mit den gleichen physikalischen Eigenschaften wie ein wirklicher See, also gleicher Dichte, gleicher spez. Wärme, gleichem Vermögen für Wärmeleitung und gleichem Absorptionsverhalten gegenüber eindringender Strahlung. Er kommt qualitativ zu interessanten Übereinstimmungen zwischen Rechnung und Beobachtung, findet aber quantitativ einen so unüberbrückbaren Gegensatz, dass er die Folgerung zieht: «Es muss noch eine völlig unbekannte Temperatur- (nicht Wärme-) quelle wirksam sein, deren Entdeckung für das Temperaturproblem der Seen von fundamentaler Bedeutung sein dürfte.» Die uns bisher bekannten Temperaturquellen dürften der Forschung noch genug Probleme bieten, ohne dass wir uns vorläufig nach dieser unbekannten Temperaturquelle umzusehen brauchen. Wenn man bei einem See eine seiner wichtigsten Eigenschaften, die Beweglichkeit der Wasserteilchen, nicht berücksichtigt, dann kann man wohl ein interessantes Gedankenexperiment ausführen, aber man treibt nicht mehr Seenkunde.

Die von uns aufgestellte Wärmebilanz und die angestellten Überlegungen dürften immerhin zeigen, dass die bisher angewandten Methoden doch reichlich grob sind. Es genügt nicht, dass man die Differenz zwischen maximalem und minimalem Wärmeinhalt ermittelt, diese auf die Einheit der Seeoberfläche und der Zeit umrechnet und riesige Summen von Kalorien erhält, die der Umgebung entzogen oder zugeführt werden.[7] Aus unserer Darstellung (Tab. 16) ist zu ersehen:

Ein gewaltiger Anteil des Wärmeüberschusses wird durch den Abfluss weggeführt. Wir stellen in Kol. 10 nur die Wärmemenge in Rechnung, die verwendet werden musste, um das durch Zuflüsse und eventuellen Niederschlag gewonnene Wasser auf die höhere Temperatur des Abflusswassers zu bringen. Diese abgegebene Wärmemenge kommt nicht unmittelbar der Umgebung zugut, beeinflusst aber weitgehend das thermische Verhalten des Abflusses mit seinen verschiedenen Folgen (siehe p. 50). Es wäre vielleicht zu prüfen, ob nicht bei dem ungeheuren Wärmereservoir, das der Brienzersee mit seiner grossen durchschnittlichen Tiefe darstellt — sinkt doch das Abflusswasser nie unter 4° —, der Betrieb einer Wärmepumpe für eine Grossheizanlage rentabel gestaltet werden könnte!

Einzig von *Brückner* (1909, p. 313), abgesehen von der Arbeit *Kleinschmidts*, fand ich bis jetzt einen Hinweis über die Bedeutung des Abflusses im Wärmehaushalt eines Sees. Er schreibt: «Es leuchtet nach unseren Ergebnissen in der Tat ein, dass die Grösse des Abflusses von ausserordentlicher Bedeutung für die Grösse des Wärmeumsatzes in einem See sein muss, wie er im Laufe des Jahres in der vertikalen Temperaturverteilung zum Ausdruck kommt . . . Eine vertikale Wassersäule wird in einem See mit grossem Abfluss eine weit geringere Jahresamplitude ihres Wärmeinhaltes aufweisen als in einem See mit kleinem Abfluss.» *Halbfass* (1923, p. 204) scheint der von *Brückner* behauptete Einfluss des Wasserhaushaltes zum mindesten stark übertrieben; nach ihm sind die morphologischen Verhältnisse, besonders die mittlere Tiefe, massgebend. Nach meinen Beobachtungen darf die Bedeutung der Abflussgrösse, natürlich unter Berücksichtigung der morphologischen Verhältnisse, nicht unterschätzt werden. Vielleicht könnte das von *Schmidt* eingeführte Mass der Stabilität zur Abklärung der umstrittenen Frage beitragen, wenn Stabilitätsbestimmungen von einer grösseren Anzahl Seen vorlägen.

Ein weiterer grosser Teil der Wärme wird für die Verdunstung, also für eine innere, molekulare Umwandlung des Wassers verbraucht, desgleichen in viel kleinerem Mass als Schmelzwärme bei Schneefall. Diese Wärmemenge, um welche der See vermindert wird, kommt direkt auch nicht dem Lokalklima zugut. Sie kann aber in Form von Kondensationswärme, je nach Wind, zum Teil der näheren oder weiteren Umgebung abgegeben werden.

Unsere Wärmebilanz erstreckt sich nur über ein Jahr. Die Stichtage 1. September 1947 und 31. August 1948 sind deshalb günstig, weil der See Ende August gewöhnlich den maximalen, Ende Februar den minimalen Wärmeinhalt aufwies. Da der See ferner im Winter nicht invers geschichtet wurde und nicht zur Frühlingszirkulation kam, war es gegeben, die Werte der Tab. 16 zusammenzufassen in Abkühlungshalbjahr und Erwärmungshalbjahr.

Wenn auch der besprochene Jahreslauf infolge des heissen Sommers 1947 und des darauf folgenden milden Winters von einem Normaljahr abweicht, wenn viele Zahlenangaben sich nicht auf exakte Messungen, sondern auf generelle Schätzungen stützen, so mögen doch die angestellten Betrachtungen einige wertvolle Aufschlüsse über den Wärmehaushalt des Brienzersees geben, die nachfolgend in einer Zusammenfassung überblickt werden sollen:

[7] Methode *Forel* (1901, p. 131), *Aufsess* (1905, p. 111), *de Perrot* (1932, p. 173). Die verfeinerte Methode nach *Halbfass* (1923) liefert immerhin wertvolle Anhaltspunkte zur Vergleichung verschiedener Seetypen. Eine technisch interessante Wärmebilanz für den Zugersee im Winter 1941/42 stellt Ing. *M. Bütler* (1950) auf.

d) Zusammenfassender Überblick

1. Ein grosser Teil des Wärmeumsatzes, besonders des kurzfristigen wie tägliche Einstrahlung und Zuleitung mit nachfolgender nächtlicher Abkühlung durch Ausstrahlung und Wegleitung, konnte mangels genügender Beobachtungsgrundlagen zahlenmässig nicht erfasst werden.

2. Der Teil der aufgenommenen Wärmemenge, der nicht durch Strahlung oder Leitung an die Luft abgegeben wurde, wurde im internen Wärmehaushalt des Sees folgendermassen verwendet:

   — Im Abkühlungshalbjahr September bis Februar wurden für die Verdunstung 71 %, als Schmelzwärme 4 %, für die Auftemperierung des Abflusswassers gegenüber dem aufgenommenen Wasser 25 % verwendet. Diese verbrauchte Menge von 100 % = $10{,}16 \cdot 10^{12}$ Cal wurde zunächst gedeckt durch den Überschuss der Einstrahlung über die Ausstrahlung, also durch die positive Strahlungsbilanz, mit 37 %; der Rest von 63 % wurde den Rücklagen entnommen.

   — Im kältesten und strahlungsärmsten Monat Dezember wurde der gesamte interne Wärmeverbrauch einzig den Rücklagen entnommen mit $2{,}01 \cdot 10^{12}$ Cal = 100 %. Davon wurden für die Verdunstung mehr als die Hälfte, d. h. 58 % verwendet, 11 % zum Schmelzen des gefallenen Schnees, ebenfalls 11 % zur Auftemperierung des Abflusswassers, und 20 % konnten an die Luft abgegeben werden. Einzig in diesem Monat wurde eine negative Strahlungsbilanz festgestellt; denn der nachfolgende Januar war aussergewöhnlich mild.

   — In der Erwärmungsperiode März bis August gewann der See infolge der positiven Strahlungsbilanz $20{,}54 \cdot 10^{12}$ Cal = 100 %. Davon beanspruchte die Verdunstung 33 %; für die Auftemperierung des Abflusswassers wurden 24 % verwendet, und der Rest von 43 % wurde als «Rücklage» im See aufgespeichert. Das ist nun die Wärmemenge, die effektiv als Wärmegewinn des Sees registriert wurde. Davon konnten die grössten Einlagen im Mai und Juli gemacht werden.

3. Der Satz von *Simoney* (zitiert von *Kleinschmidt*, 1919) über den Zusammenhang von Lufttemperatur in den kältesten Monaten und Wärmeinhalt des Sees im folgenden Sommer findet im Brienzersee seine Bestätigung.[8]

III. Mechanische Energie

1. Beziehungen zwischen Stabilität und Wärmeinhalt

Im Abschnitt «Methoden zur Bestimmung der Energieverhältnisse» wurde der Begriff der Stabilität als mechanische Energieform, d. h. als Arbeitswert, definiert. Nachfolgend wird nun anhand der ausgewerteten Messergebnisse der Verlauf der Stabilitätsverhältnisse und deren Beziehungen zu den Wärmeverhältnissen eingehender beschrieben.

Zunächst sei auf einige Zusammenhänge hingewiesen: In Fig. 3 sind für die Zeit vom Mai bis September 1948 ausser dem Wärmeinhalt und der Stabilität auch die hauptsächlichsten Faktoren, welche deren Verlauf beeinflussen, einander gegenübergestellt. Zu jeder Terminlotung wurde die mittlere Lufttemperatur, die mittlere Bewölkung[9] und die mittlere Windstärke[10] für die unmittelbar vorangegangene Dekade aufgetragen.

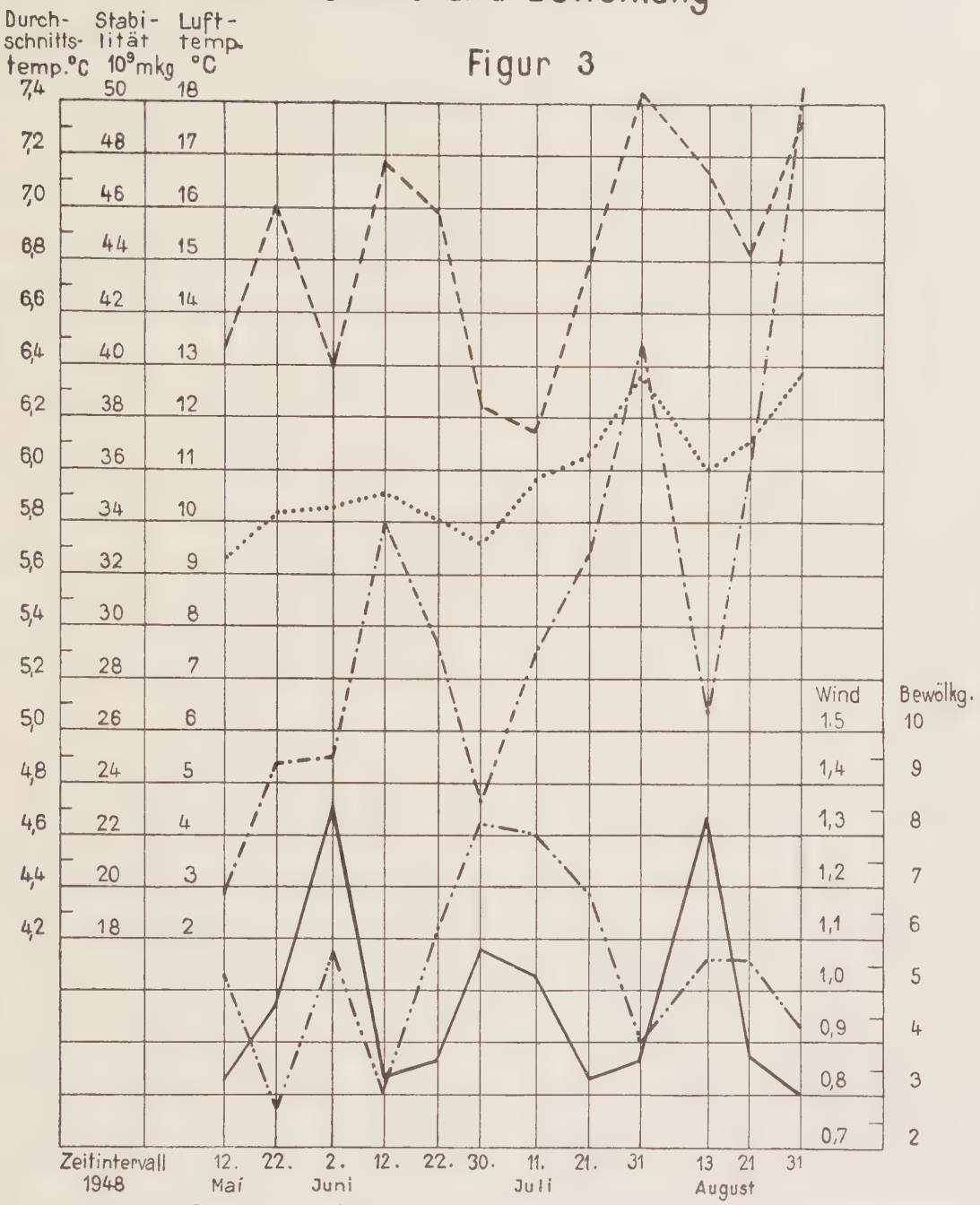
[8] Es sei hier noch auf Untersuchungen von *Lütschg* (1947) hingewiesen, obschon die vorliegende Arbeit keinen direkten Bezug darauf nimmt. Die Studie über den Wärmehaushalt der obersten Bodenschichten der Erdrinde im Pflanzengarten von «Les Avants sur Montreux» und seine Beziehungen zur Globalstrahlung bildet einen in sich geschlossenen Bestandteil des Lebenswerkes von Lütschg: «Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges.» Die Methodik des Messens dürfte Hinweise geben für die Beobachtungen an und in den Seen trotz des fundamentalen Unterschiedes, dass ein Seekörper keine starre Masse ist und dass folglich Konvektionsströme auftreten können.

[9] Nach der Skala: 0 = wolkenlos, 10 = ganz bedeckt.

[10] Nach der Wildschen Stärkeskala, siehe p. 12/13. Diese Angaben, nebst denen über Lufttemperatur und Bewölkung, beziehen sich auf die MZA-Beobachtungsstation Interlaken.

Beziehungen zwischen Wärmeinhalt, Stabilität, Lufttemperatur, Windstärke und Bewölkung

Figur 3



..... Durchschnittstemperatur, entspricht dem Wärmeinhalt

—·—·— Stabilität = Energiegehalt in 10^9 mkg

– – – – – Lufttemperatur

——— Windstärke, Wild'sche Stärkegrade

—··—··— Bewölkung

} Mittel aus dem Zeitintervall von ca. 10 Tagen

Die Kurven über Wärmeinhalt und Stabilität zeigen, in grossen Zügen betrachtet, Ähnlichkeiten, indem sie sich meistens gleichsinnig, aber quantitativ durchaus nicht immer im gleichen Verhältnis verändern.

Die Abhängigkeit der Stabilität vom Wärmeinhalt zeigt sich sehr deutlich, wenn man für einen Jahreslauf den Wärmeinhalt, bzw. die Durchschnittstemperatur, als Abszisse und die Stabilitätswerte als Ordinate aufträgt. Die Punktreihe schart sich um eine parabelähnliche Kurve. Diese entspricht derjenigen Kurve, welche die Dichte des Wassers als Funktion der Temperatur darstellt. Aus ihrem Verlauf ist deutlich ersichtlich: Wenn die Wassermasse erst einmal eine gewisse Durchschnittstemperatur von etwa 5° erreicht hat, so ruft jede Veränderung des Wärmeinhaltes eine viel grössere Änderung des Arbeitswertes hervor als im Bereich von Durchschnittstemperaturen, die zwischen 4° und 5° liegen. Wir sehen denn auch auf Tafel IV, wie die Stabilitätskurve im Sommer grosse Sprünge aufweist, während sie im Winter viel ausgeglichener verläuft.

Das genannte Kurvenpaar weist sodann weitgehende Übereinstimmung auf mit der Kurve über die mittlere Lufttemperatur. Diese ist aber doch wohl, bei gleichem Sonnenstand, von den herrschenden Winden und vom Bewölkungsgrad abhängig. Diese Behauptung wird gestützt durch die Feststellung, dass namentlich die Kurve der mittleren Windstärke, aber auch die des mittleren Bewölkungsgrades, im grossen und ganzen spiegelbildlich zu den andern drei Kurven verlaufen. (Die Theorie würde für die Stabilität eine Abhängigkeit vom Quadrat der Windgeschwindigkeit verlangen.)

Tabelle 17 *Zahlenwerte zu Figur 3*

Periode	Temp. Luft °C	Veränderung der Durchschnittstemp. (bzw. Wärmeinhalt) °C	Stabilität mal 10^9 mkg	Winde (Wildsche Skala)	Bewölkungsgrad
1. 5. – 12. 5.	13,3	+ 0,28	+ 10,2	0,83	5,3
13. 5. – 22. 5.	16,0	+ 0,18	+ 4,9	0,97	2,7
23. 5. – 2. 6.	12,9	+ 0,023	+ 0,3	1,36	5,7
3. 6. – 12. 6.	16,9	+ 0,045	+ 9,0	0,83	3,0
13. 6. – 22. 6.	15,9	– 0,099	– 4,7	0,86	6,2
23. 6. – 30. 6.	12,2	– 0,088	– 6,0	1,08	8,2
1. 7. – 11. 7.	11,7	+ 0,26	+ 5,8	1,03	8,0
12. 7. – 21. 7.	14,9	+ 0,087	+ 3,7	0,83	6,9
22. 7. – 31. 7.	18,2	+ 0,25	+ 8,1	0,86	4,0
1. 8. – 13. 8.	16,7	– 0,31	– 14,2	1,33	5,6
14. 8. – 21. 8.	15,0	+ 0,10	+ 9,4	0,87	5,6
22. 8. – 31. 8.	17,7	+ 0,271	+ 14,6	0,80	4,3

2. Diskussion der Terminmessungen

Die meteorologischen Verhältnisse während der vier Beobachtungsjahre wurden bei der Beschreibung der Wärmeverhältnisse allgemein dargelegt. Es erübrigt sich, den generellen Verlauf der Stabilitätskurve eingehend zu diskutieren. Hingegen sollen einige Disharmonien des Kurvenpaares über Wärmeinhalt und Stabilität näher untersucht werden. Mit andern Worten: es handelt sich darum, einige Fälle kurzfristiger Schwankungen, wobei Wärmeinhalt und Stabilität sich nicht gleichsinnig verändern, eingehender zu betrachten (Tafel IV).

Vom 1. bis 8. Juni 1946 stieg der Kaloriengehalt um 6% des Wärmeinhaltes am 1. Juni. Die Stabilität nahm aber in der gleichen Zeit um 106% zu, d. h. von 17,6 auf 36,3 · 10^9 mkg. Diese erste Juniwoche zeichnete sich aus durch schönes Wetter. Die mittlere Lufttemperatur erreichte am 7. Juni erstmals in diesem Sommer ein Maximum von 19,9°.

Bis zum 13. Juni folgte nun ein Temperatursturz auf 6,9° mittlere tägliche Lufttemperatur. Starke westliche Winde brachten reichlich Niederschläge. Nach leichter Temperaturerhöhung bei immer noch regnerischem Wetter wurde am 17. Juni im See eine schwache Zunahme des Wärmeinhalts gegenüber dem 8. Juni festgestellt, wogegen die Stabilität um 27% gesunken war.

Der maximale Arbeitsgehalt des Sees im Sommer 1946 wurde am 3. August mit $43{,}73 \cdot 10^9$ mkg verzeichnet, nach einer Zunahme von 74 % gegenüber dem 29. Juli, während in derselben Zeit der Wärmeinhalt nur um 8,6 % zugenommen hatte. Während der dritten Julidekade war das Wetter hell und warm. Nur in den letzten Tagen verursachten einige Störungen zeitweilige Bewölkungszunahme und einige geringe Niederschläge. Die ersten Augusttage waren warm und schön. Am 4. und 5. August wurden die höchsten Lufttemperaturen dieses Sommers registriert. Zweifellos wäre am 5. August auch das Maximum der Stabilität festzustellen gewesen.

Mit dem 16. August setzte eine Schlechtwetterperiode ein. Am 17. August zeigte sich prompt schon die Reaktion in der Stabilitätskurve, während der Wärmeinhalt gegenüber der letzten Messung (12. August) noch eine leichte Zunahme aufwies.

Die zweite Septemberwoche war vorwiegend heiter. Der Wärmeinhalt wies schwach sinkende Tendenz auf; der Arbeitswert stieg aber um 17 %.

Am 14. September verschlechterte sich das Wetter. Kräftige Westwinde arbeiteten die Wärme der obersten Wasserschichten, soweit sie nicht durch Ausstrahlung diesen entzogen wurden, in tieferliegende Schichten hinein: Beginn der Herbstteilzirkulation. Der Wärmeinhalt stieg leicht um 2 %, doch die Stabilität nahm um 18 % ab.

Ende Januar 1947 hatte die Stabilität den Wert 0 erreicht. Im folgenden kalten Februar stellte sich eine schwach inverse Temperaturschichtung ein, die aber nicht stark genug war, um jene merklich zu beeinflussen, so dass eine deutliche Winterstagnation nicht eintreten konnte.

Mit dem warmen März und ausserordentlich warmen April 1947 nahm die Erwärmung des Sees rasch zu; doch die Stabilität erhöhte sich nicht im gleichen Mass, weil nach der starken winterlichen Abkühlung des Seewassers dessen Durchschnittstemperatur nahezu 4° betrug.

Der Mai 1947 war verhältnismässig warm. Die allgemeine Druckverteilung über Europa war starken Veränderungen unterworfen, wobei die verschiedenartigsten Situationen auftraten. In der letzten Maidekade war eine erste enorme Zunahme der Stabilität zu verzeichnen. Nach einem leichten Absinken, verursacht durch wechselnde Schlecht- und Schönwetterperioden von je etwa drei Tagen Dauer, erfolgte ein zweiter starker Stabilitätssprung aufwärts zwischen 14. und 23. Juni, während dagegen der Wärmeinhalt annähernd gleich blieb.

Während der ersten Hälfte des Juli bestand meistens eine lebhafte Zyklonentätigkeit über dem Atlantik und der Nordhälfte unseres Kontinents. Das Wetter war veränderlich; die Stabilität des Brienzersees sank mit dem Wärmegehalt.

Das letzte Drittel des Monats brachte dann anhaltend schönes Wetter, und damit erhöhte sich in einem dritten Anlauf die Stabilität. Ihr diesjähriger Höchstwert wurde am 24. Juli registriert. Während die Lufttemperatur noch weiter stieg und in den letzten Juli- und ersten Augusttagen extrem hohe Werte erreichte, sank die Stabilität wieder leicht; doch der Wärmeinhalt erreichte erst am 11. August seinen Scheitelwert. Woher diese Disharmonie? Nachdem festgestellt wurde, dass die sekundäre Sprungschicht an der Oberfläche sehr ausgeprägt war, muss es verwundern, dass nach der langen Zeit ungehinderter Einstrahlung die Stabilität nicht höhere Werte annahm. Im Arbeitsdiagramm wurde aber die Stabilität der obersten Wasserschichten dadurch ausgeglichen, dass die Hauptsprungschicht relativ hoch lag und dass durch die lange Instabilität im Frühling auch das Seewasser unterhalb des Schwerpunktes leicht erwärmt worden war.

Vom 11. August bis anfangs November nahm der Wärmeinhalt stetig ab; dagegen unterbrach die Stabilitätskurve die absteigende Tendenz noch zweimal, zwischen 20. August und 10. September sowie zwischen 20. September und 12. Oktober, als Folge der herrschenden Schönwetterlagen mit schwachen Winden.

Nochmals wiesen in der ersten Novemberhälfte beide Kurven entgegengesetzten Veränderungssinn auf, indem die Zufuhr warmer Luft vom Ozean her den Wärmeinhalt erhöhte, die starken Winde und — endlich! — reichlichen Niederschläge die Durchmischung förderten und den Arbeitswert herabsetzten.

In der Sommerperiode 1948 zeigten die Kurven über Wärmeinhalt und Stabilität immer gleichsinnige Tendenz. Im März stieg der Arbeitsgehalt nur wenig, obschon die MZA diesem Monat das Prädikat des wärmsten und sonnenreichsten Märzen seit Beginn der Aufzeichnungen gab. Erst mit dem Juni, als die Durchschnittstemperatur sich schon den 6° näherte und die

Sprungschicht sich abzuzeichnen begann, wies die Stabilität grössere Schwankungen auf. Ihre grösste Steigerung wurde zwischen 13. und 31. August festgestellt, als sie von 26.6 auf $50.6 \cdot 10^9$ mkg (dem höchsten während meiner Beobachtungszeit festgestellten Arbeitswert) stieg, und dies trotzdem der August im ganzen ein trüber, nicht überdurchschnittlich warmer Monat war. Dieser hohe Arbeitswert ist weniger die Folge einer oberflächlich liegenden, kurzfristig gebildeten Sprungschicht (wie ein Jahr zuvor!) als vielmehr die Folge der häufigen Winde und Stürme während der wechselvollen Witterung der letzten 3 Monate. Dadurch wurde die Hauptsprungschicht in die beträchtliche Tiefe von 30 bis 40 m hineingearbeitet. Das warme Wasser wurde nicht im gleichen Mass wie im Vorjahr durch den Abfluss oben abgeschöpft.

Über den 4. Jahreslauf, September 1948 bis September 1949, können keine Vergleiche mehr über kurzfristige Temperatur- und Stabilitätsschwankungen gezogen werden, weil monatlich nur noch eine Messung vorgenommen wurde.

Die beobachteten und errechneten Stabilitätsverhältnisse lassen in allen vier Jahreszyklen erkennen:

Gemeinsame Züge

Im Winter, das heisst im Februar und März, wenn der See nahezu homotherm ist, bilden sich die Änderungen der Wärmeinhaltskurven kaum merklich auf der Stabilitätskurve ab, die fast stationär in der Nähe der Null-Linie verläuft.

Im Frühling, d. h. im April und Mai, wenn die intensive Erwärmung einsetzt, steigt die Stabilitätskurve mehr oder weniger proportional mit der Wärmeinhalts-kurve. Sobald nun der See eine Durchschnittstemperatur von zirka 5,5° erreicht hat, und das ist im Vorsommer Ende Mai bis anfangs Juni der Fall, so erhält auch die Stabilität hohe Werte und variiert nun viel stärker und nicht immer im gleichen Sinn wie die Wärmekurve. Die das sommerliche Leben des Sees beeinflussenden Witterungsereignisse treten viel deutlicher zutage als in der Darstellung des Wärmeinhaltes allein. *Das Arbeitsmass spricht sensibler als das Wärmemass auf äussere Einwirkungen an. Im sprunghaften Verlauf der Stabilitätskurve sehen wir die Auswirkungen eines Ringens zwischen Windeinfluss einerseits, Lufttemperatur und Besonnung anderseits. Sonnenstrahlung und Wärmeüberführung von der Luft an das Wasser wirken darauf hin, die Stabilität zu erhöhen; durch Windeinfluss wird die an der Oberfläche aufgenommene Wärme in die Tiefe gearbeitet. Damit werden aber die thermisch geschichteten Wassermassen durchmischt, und der Stabilitätswert sinkt, auch wenn der Wärmeinhalt gleich bleibt oder gar noch steigt.* Daraus sind die Divergenzen der beiden Kurven zu erklären. Konvergenzen ergeben sich entsprechend nach windstillen Perioden bei erhöhter Wärmeabgabe.

Sobald die herbstliche Abkühlung des Sees kräftig einsetzt, vom Oktober oder November an, wird die Stabilitätskurve wieder ruhiger und verläuft gleichmässiger. Wenn sie etwa Ende Januar den Nullwert erreicht, so ist das der Moment, wo die Herbstzirkulation in die Wintervollzirkulation übergeht.

Es wurde schon darauf hingewiesen, dass für den Brienzersee die Zuordnung zum tropischen Typus nicht recht befriedigen könne, obschon seine Durchschnittstemperatur nie unter 4° sinkt. Es wäre denkbar, dass die Stabilitätsgrössen eine bessere Abgrenzung der Seetypen voneinander bringen könnten, da, wie erwähnt, das Dichtemaximum des Wassers nicht nur von der Temperatur abhängig ist (*Schmidt*, 1928).

Die Stabilität ist aber nicht nur eine theoretische Grösse. Für den Limnologen ist ihre Kenntnis von grossem Wert. Sie bietet ein Mass für den Widerstand, den eine bestehende Dichteschichtung der durchmischenden Kraft des Windes entgegenzusetzen vermag und somit auch ein Mass für den Grad der Absperrung der hypolimnischen Wassermassen mit all ihren Lebewesen vom Epilimnion. Die Stabilität gibt uns auch ein Mass, die Möglichkeit des Auftretens von Strömungssystemen zu beurteilen. So wird es möglich, «Brücken zu schlagen», d. h. kausale Zusammenhänge aufzudecken zwischen dem Gebiet der Temperaturverhältnisse und dem noch wenig bekannten Gebiet der S t r ö m u n g e n in einem Binnensee.

3. *Über Strömungen im allgemeinen*

a) Neuere Forschungen

In einem neuen zusammenfassenden Werk «Grundriss der Limnologie» muss der Verfasser, Prof. *Ruttner* (1940), die Feststellung machen:

«Wenn wir uns nun den nichtrhythmischen Wasserbewegungen, den eigentlichen Strömungen, zuwenden, so betreten wir damit ein Wissensgebiet, das wohl in der Meeresforschung einen grossen Ausbau erfahren hat, in der Limnologie jedoch wegen der Enge der in Betracht kommenden Räume und der sich daraus ergebenden geringen und daher schwer zu messenden Strömungsgeschwindigkeiten noch wenig erforscht ist.»

Mit Strömungsbeobachtungen auf dem Bodensee befassen sich E. *Wasmund* (1927/28), sowie *Auerbach* und *Schmalz* (1927).

Wenn auch *Wasmund* feststellen muss, dass unsere exakten Kenntnisse über Strömungen in Binnenseen äusserst minimal seien, so bringt er doch ein reichhaltiges Verzeichnis über die bis 1927 erschienene Literatur und wertet die älteren sich mit Strömungen befassenden Studien aus. Dabei erhebt *Wasmund* nicht etwa den Anspruch auf Vollständigkeit (p. 86): «Die Ergebnisse sind keineswegs abschliessend; doch sind die bisherigen Arbeiten an einem Abschnitt angelangt, die die Veröffentlichung erlauben. Jetzt erst muss die Methode der Einzeluntersuchung und der Messarbeit beginnen.»

Jedoch will *Wasmund* nicht nur mit wissenschaftlichen Messinstrumenten und mathematisch-physikalischen Methoden dem Problem zu Leibe rücken, sondern auch Erfahrungstatsachen mitberücksichtigt wissen. «Es wäre kritiklos, wollte man eine Erforschung hydrographischer Erscheinungen einfach auf diesem Wissen der Seeleute und Fischer aufbauen, aber keine Theorie ist so voraussetzungslos, als dass sie nicht reichen Gewinn aus solcher vererbten und erprobten Erfahrung ziehen könnte.»

Als ursächliche Faktoren der Bodenseeströmungen erkennt *Wasmund:*

Die Windverhältnisse am See
Niederschläge und Bewölkung
Ursächliche Kleinfaktoren wie Erdrotation und Seiches
Einflussgewässer.

Die thermisch (oder statisch) bedingten Konvektionsströme und die Tiefenströme wurden nicht in die Untersuchung einbezogen.

Eine saubere, wissenschaftlich exakte Arbeit liegt vor von *Auerbach* und *Schmalz* (1927). Mit Hilfe eines Eckmannschen Strommessers wurden von einem grossen, gut verankerten Motorboot die Strömungen in verschiedenen Tiefen gemessen, diskutiert sowie kartographisch und tabellarisch dargestellt. Auch *Auerbach* betont, wie *Wasmund,* dass auf Grund vereinzelter Messungen kein abschliessendes Urteil über die Strömungsvorgänge zu bilden sei.

Über neuere Strömungsmessungen auf dem Genfersee liegt ein Bericht von *Prof. P. L. Mercanton* vor (1932). In den Jahren 1926 bis 1928 führte er, im Auftrage des Eidg. Departementes des Innern, Strömungsbeobachtungen vor Vevey und Ouchy durch. Es galt die Frage abzuklären, ob schweizerischerseits ausgelegte Fischernetze in einer Nacht in die französischen Fischgründe, also quer über den See, gelangen könnten. Der Bericht lässt erkennen, wie schwierig es war, die richtigen Beobachtungsmethoden zu finden. Einige praktische Schlussfolgerungen konnten gezogen werden. Besonders interessant sind einige Luft-Photos über Wirbelbildungen im See. Im Schlusswort erkennt Mercanton, dass die Schwierigkeiten der Erforschung der Strömungsverhältnisse um so stärker anwachsen, je mehr man sich mit dem Problem der Seeströmungen beschäftigt.

Die Berichterstattungen an den internationalen Limnologenkongressen lassen erkennen, dass man dem Problem der Strömungen in Binnenseen weiterhin grosse Beachtung schenkt. (*Dienert* und *Guillerd,* 1948.)

Für die praktische Durchführung der Strömungsmessungen stützte ich mich auf zwei neuere Publikationen: *Städler* (1934) und *Keller* (1945).

Städler will mit seinen Untersuchungen im Zürichsee die Frage abklären, in welchen Entfernungen Trinkwasserfassungen durch Abwassereinläufe gefährdet seien.

Keller bezweckte, im Rahmen seiner gesamten limnologischen Untersuchungen im Hallwilersee, ein Bild von der Bewegungsgrösse und Richtung der Wassermassen unter Einfluss der beiden Hauptwindrichtungen — Bise und Föhn — zu erhalten. Die Einwirkungen von Zu- und Abfluss werden ausser acht gelassen.

b) Messmethoden und Geräte

Man kann die Lageveränderung von Wasserteilchen in der Zeiteinheit nicht direkt beobachten. *Städler* (1934, p. 11) gibt folgende Möglichkeiten der indirekten Messung an:

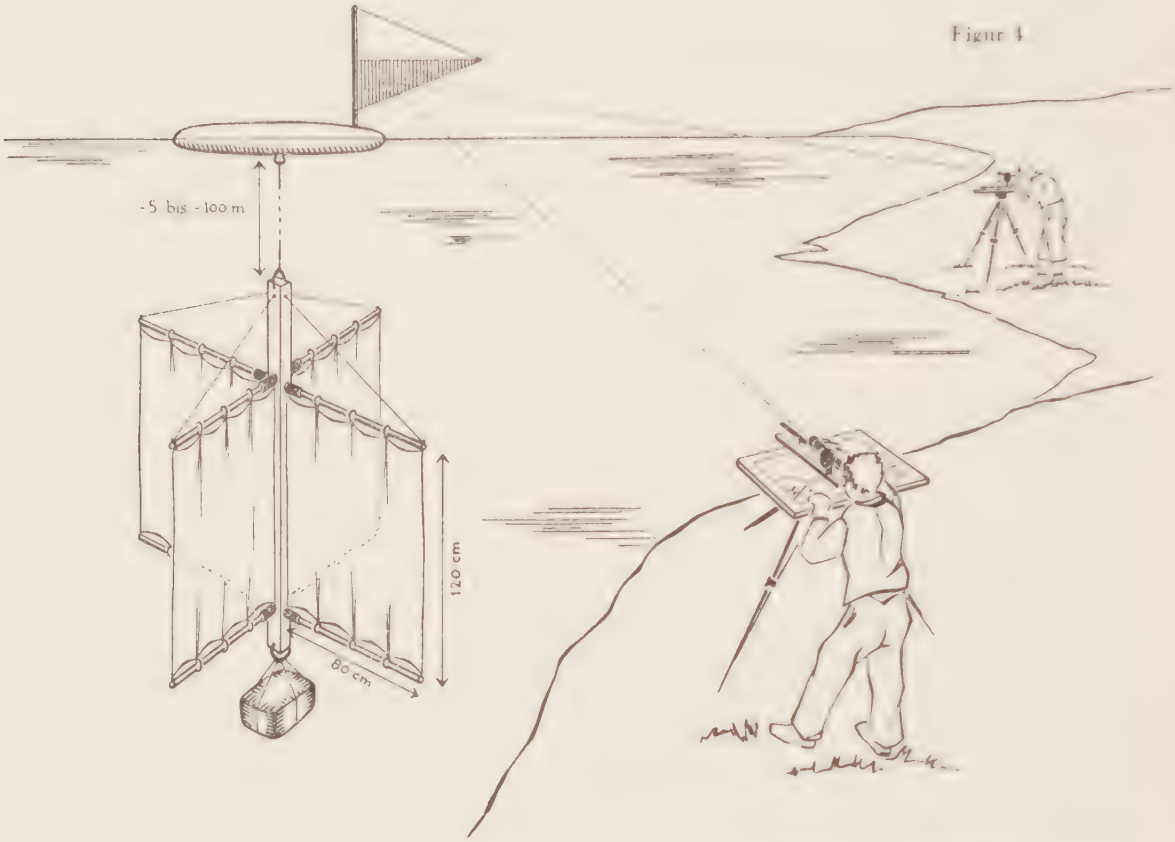
1. Aus der Geschwindigkeit mitgeschleppter Körper:
   Oberfläche: Streupulver, Öl, Schwimmbojen usw.
   Tiefe: Farbstoffe, Konzentrationsausgleich von echten Lösungen, Schwebapparaturen oder Fischfanggeräte (Netze oder Garne).
2. Aus der Kraftwirkung auf festgehaltene Körper, die der Strömung entgegenstehen: Flügelapparaturen.

3. Von Druckdifferenzen, die in verschiedenen Teilen eines Gerätes auftreten: Düsen und Venturirohre.
4. Aus der Temperaturänderung eines elektrisch geheizten Körpers (Hitzdraht), welcher der Strömung ausgesetzt ist.

Die Methode mit der Flügelapparatur liefert nach *Auerbach* und *Schmalz* (1927) wissenschaftlich die einwandfreisten Resultate. Sie verlangt aber ein kostspieliges Instrument (Merz-Voltmann oder Eckmann) und eine gute Verankerung des Bootes und wird mit Erfolg nur dort angewendet, wo Ströme einer gewissen Konstanz und Stärke auftreten. Sie kam für meine Untersuchungen nicht in Frage.

Für meine Messungen war es gegeben, die Apparatur zu verwenden, die *Städler* auf dem Zürichsee und *Keller* auf dem Hallwilersee sehr gute Dienste geleistet hatten.[11]

Figur 4



Sie wurde von Herrn Schaltegger für die Wasserversorgung der Stadt Zürich konstruiert und fusst auf dem Prinzip, dass ein Körper, der sich in einem Medium schwebend erhält, den Bewegungen dieses Mediums in jeder Hinsicht folgt. Dieser Schwebkörper ist das sog. «Strömungskreuz»: In einem Holzbalken von 2 m Länge sind 2 Paar Stahlrohre von 1,60 m Länge kreuzweise eingefügt und mit dem Längsbalken durch Drähte verstrebt. Dieses Gerüst wird mit 4 Tüchern von je 1,2 m² Fläche bespannt. Da dieses Gerät beim Transport sehr viel Platz einnehmen würde, ist es so konstruiert, dass es zerlegt mitgeführt wird und an Ort und Stelle des Aussetzens oder Einziehens sehr rasch montiert oder demontiert werden kann. Wenn nötig, wird es mit einem Ballast beschwert, dann mit der gewählten Länge Draht versehen, versenkt und an einem Schwimmkörper aufgehängt. Diese Boje besteht aus einem massiven Holzstück und besitzt Stromlinienform (oder Zigarrenform). Im Schwerpunkt ist eine Ringschraube, so dass der das Strömungskreuz tragende Draht mit einem Karabiner eingehängt werden kann. Am schmalen Ende der Boje ist ein rot-weisses Fanion eingesteckt. Das hat den Zweck, jene weitherum sichtbar zu machen und sie zugleich immer in die Windrichtung und damit in die Strömungsrichtung der oberflächlichen Wasserschicht zu stellen. So bietet der Schwimmkörper den Wasser- und Luftströmungen eine verschwindend kleine Angriffsfläche gegenüber der grossen Gesamtfläche des Schwebkörpers und kann dessen Bewegungen nachkommen; diese sind somit der Beobachtung zugänglich gemacht, allerdings mit einer gewissen Einschränkung, da man nur die horizontale Komponente einer möglicherweise schief abwärts oder aufwärts verlaufenden Strömung erfassen kann.[11]

[11] Nach dem gleichen Prinzip, nur mit etwas modifizierten Geräten, führte auch *Mercanton* (1932) seine Beobachtungen aus.

Diese Strömungskreuze konnte ich anhand der Beschreibung von *Städler* und nach persönlicher Besprechung mit Herrn *Keller* unter Mithilfe eines Handwerkers selber herstellen. Der Preis pro Gerät belief sich samt zugehörigen Armaturen und Haspeln auf zirka 40 Franken.

Während des Aussetzens und Einziehens der Strömungsgeräte wurde jeweilen auch die Temperatur in der betreffenden Tiefe gemessen. Ortsbestimmung: Zuerst versuchte ich, Anfangs- und Endposition des Gerätes durch Rückwärtseinschneiden zu bestimmen, indem ich vom Ort der Schwimmboje aus 3 markante Punkte des Ufers mit einem Armeesitometer anvisierte. Doch war das leichte Flachboot zu wenig stabil, und die Entfernungen der Uferpunkte waren zu gross, so dass trotz dreimaliger Einmessung und Ausmittlung jedes Visierpunktes ungenügend genaue Resultate hervorgingen. Daraufhin wandte ich die Methode des Vorwärtseinschneidens an. Von der Landestopographie erhielt ich zwei ausgemusterte Kippregelausrüstungen mit Messtisch. Als topographische Unterlage diente mir eine photomechanische Vergrösserung 1:10 000 der Originalkarte 1:25 000 (1898). Die Karte wurde auf dem Messtisch mit Pauspapier überspannt. Nachdem die beiden Messtische an passend gewählten Uferpunkten orientiert und die Uhren gleichgerichtet waren, wurden zu den abgemachten Zeiten innerhalb zweier Minuten die mit verschiedenen Merkzeichen versehenen Fanions der Schwimmkörper in der gleichen Reihenfolge anvisiert. Zugleich wurden auf dem Plan vom Standort aus die betreffenden Strahlen gezogen und mit Nummer des Fanions und Zeitangabe versehen. Die Auswertung erfolgte zu Hause in der Weise, dass das Pausenpaar mit Hilfe der markierten Fixpunkte zur Deckung gebracht wurde, worauf der Schnittpunkt je zweier koordinierender Strahlen durchstochen wurde.

Ich arbeitete gewöhnlich mit nur einem Gehilfen. Das Aussetzen und Einziehen der fünf Strömungskreuze erforderte durchschnittlich je 2 Stunden. Die dazwischenliegende Beobachtungszeit betrug gewöhnlich 4 bis 6 Stunden. Im Verlauf dieser Zeit konnten dann mit Leichtigkeit 4 bis 5 Einschnitte vorgenommen werden. Damit konnte aber auch die Strömungsbahn, die nicht immer geradlinig verlief, genau verfolgt werden. Aus der Länge der Strömungsbahn und der Beobachtungszeit liess sich auf einfachem Weg die Stundengeschwindigkeit berechnen.

c) Windverhältnisse

Kritische Untersuchungen (nach *Wagner*, 1931) der Windaufzeichnungen an drei Wetterbeobachtungsstationen: Station Interlaken-Unterseen MZA sowie Flugplätze Interlaken und Unterbach bei Meiringen, ergaben, dass die Station Interlaken MZA annähernd als repräsentativ für die Windverhältnisse der Brienzerseemulde betrachtet werden kann. Auf Grund der Auswertung der vorhandenen Windaufzeichnungen und gestützt auf Befragung von Flugplatzbeamten, Schiffleuten und Fischern wurde die Windkarte und das Winddiagramm, Tafel VIII, konstruiert. Als Kommentar hiezu diene nachfolgende Zusammenfassung:

Überlandwinde treten, entsprechend der Talrichtung, ausschliesslich von W und SW oder von E auf. Die Calmen stellen sich mit grösserer Häufigkeit in den Wintermonaten ein. Aus W kommen sowohl die warmen atlantischen wie auch kalte, kontinentale Winde (sogenannte «Untere Bise»). Der SW-Wind erreicht als Gewitterwind im Sommer grössere Häufigkeit und Stärke. Aus E weht einerseits die kalte kontinentale Bise (sog. «Urner Bise» oder «Schwarze Bise»), anderseits auch der warme Föhn. Dieser, aus dem Oberhasli kommend, bestreicht zuerst den See in westlicher Richtung und wird dann von den Hängen des Brienzergrates nach SW abgelenkt.

Daneben treten Lokalwinde rechtwinklig zum Ufer auf. Land- und Seewinde einerseits, Berg- und Talwinde anderseits überlagern sich, wobei diesen letzteren die grössere Bedeutung zukommt.

Ein relativ kühler Bergwind ist der «Heiterluft». Als Schönwetterwind weht er an schönen Sommerabenden regelmässig zwischen 19.00 und 20.30 Uhr, fällt besonders durch Runsen und Gräben hinunter und kann eine recht beträchtliche Stärke erreichen.[12]

Ein warmer Bergwind, der «Schirber», wird in Iseltwald bei gewissen Föhndrucklagen beobachtet. Dieser warme Fallwind benützt auch die gleichen Runsen wie der «Heiterluft». Je

[12] In Bönigen wurde schon beobachtet, dass an gewissen bevorzugten Windgassen sogar Nussbäume am Strand entwurzelt wurden.

nach Beschaffenheit des Strandes sind die toten Winkel und der Wirkungsbereich dieser lokalen Bergwinde verschieden, immerhin in der Nähe des Ufers, und es entstehen im Wechsel von glatter und gekräuselter Seeoberfläche Flecken und Streifen, im Lokalausdruck «Strybi» genannt. Für das Auftreten von Strömungen im See sind diese Lokalwinde von geringem Einfluss; wohl aber kann ein bekannter lokaler Fallwind am Nordufer, der «Mitternächtler», von grosser momentaner Bedeutung sein. Dieser «Mitternächtler» — so benannt nach der Himmelsrichtung, aus welcher er weht, und nicht nach der Zeit seines Auftretens — ist ein warmer Stauwind. Bleierne Wolken wälzen sich von N über den Brienzergrat, senken sich gegen die Seemulde hinab, und mit ungeheurer Wucht fällt bald darauf der Wind in den See. Vermöge des grossen Anstellwinkels erzeugt er in kurzer Zeit mächtige Wellen quer über den See. (Es ist schon vorgekommen, dass das Dampfschiff in Iseltwald während eines solchen Sturmes nicht anlegen konnte.) Ein solcher Sturm dauert nicht länger als etwa 1/4 Stunde, genügt aber, wie *Flück* (1926) im September 1924 beobachten konnte, um die biologisch-physikalische und chemische Schichtung des Sees für kurze Zeit zu stören.[13]

Windverteilung nach Häufigkeit und Stärke

(Entsprechend den Wildschen Stärkegraden wurden die einzelnen Ablesungen an der MZA-Station Interlaken mit 1-, 2- oder 3fachem Gewicht gezählt.)

Tabelle 18

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calmen
September 1948	—	7	17	1	—	38	13	—	22
Oktober	1	3	21	6	2	26	19	3	29
November	1	4	22	4	2	15	9	-	37
Dezember	—	1	18	3	—	13	10	—	50
Januar 1949		2	17	7	1	16	13	2	44
Februar	-	5	27	2	1	21	7	1	26
März		4	18	5	-	34	15	1	35
April	—	3	28	2	3	32	18	—	14
Mai	—	3	12	6	1	41	16	1	26
Juni	-	1	14	4	—	47	13	1	20
Juli	—	1	26	3	3	51	10	—	19
August	—	7	27	4	1	40	15	—	16
Total	2	41	247	47	14	374	158	9	338
% Anteil*	—	3	20	4	1	30	13	1	28

* als Winddiagramm auf Tafel VIII dargestellt.

4. Die beobachteten Strömungen

a) Voraussetzungen

Es sind als bestimmende Faktoren zu berücksichtigen: Wind, Temperatur, Stabilität, Zufluss und Abfluss.

W i n d e: Je nach Windintensität wird eine mehr oder weniger lange Zeit verstreichen, bis die Scherkraft des Windes in den Wassermassen zur Auswirkung kommt. Eine einmal bewegte Wassermasse kann aber zufolge ihrer Trägheit bei Änderung der Windrichtung nicht sofort abgebremst werden. Somit sind nicht nur die Windverhältnisse am Versuchstag selbst, sondern auch die an den Vortagen wirksamen Winde in Rechnung zu stellen.

[13] Angaben über lokale Windverhältnisse verdanke ich den Herren: Oberstlt. Lüthy, Interlaken, Steuermann Stähli, Iseltwald, Lehrer Gygax und Schiffer Gertsch, Bönigen, sowie Herrn Prof. Günzler.

Es wurden die Windaufzeichnungen der MZA-Station Interlaken den Betrachtungen über windverursachte Strömungen zugrunde gelegt. Für jeden Versuchstag wurde ein Winddiagramm dermassen konstruiert, dass die Produkte aus Windrichtung und Windstärke[14] am Versuchstag selbst mit 4fachem, an den 3 vorhergehenden Tagen mit entsprechend 3- bis 1fachem Gewicht gezählt wurden.[15] Die Häufigkeit dieser «Windmomente» wurde prozentual zu ihrer Summe umgerechnet.

Temperatur und damit zusammenhängend Stabilität und Viskosität:

Die *Viskosität* (= Zähigkeit = innere Reibung) . . . «äussert sich in dem Reibungswiderstand, den eine Flüssigkeit einem in ihr bewegten Körper entgegensetzt. Dieser ist proportional 1. der Grösse der reibenden Fläche; 2. der Verschiebungsgeschwindigkeit, und 3. einer von der Temperatur und Beschaffenheit der Flüssigkeit abhängigen Konstante. . . . Da der Einfluss des Salzgehaltes (also der «Beschaffenheit» der Flüssigkeit) innerhalb der im Süsswasser vorkommenden Grenzen nur sehr gering ist, interessiert uns vor allem die Abhängigkeit von der Temperatur, bei deren Ansteigen die Zähigkeit abnimmt. Sie ist bei 0° doppelt so gross als bei 25°, d. h. bei 25° wird z. B. eine im Wasser schwebende Planktonalge unter sonst gleichen Verhältnissen annähernd doppelt so schnell absinken als bei 0°.» (*Ruttner*, 1940, p. 8.) Was für Fremdkörper im Wasser gilt, hat wohl auch Gültigkeit für die Wasserteilchen untereinander, d. h. bei wärmerer Temperatur ist eine turbulente Wasserbewegung eher möglich als bei kälterer.

In den nachfolgenden Besprechungen der einzelnen Strömungsmessungen braucht über die Viskosität nichts mehr gesagt zu werden, da sie hauptsächlich von der Temperatur abhängig ist.

Zu- und Abfluss: Wir rechnen die Wasserführung der Hauptflüsse am Versuchstag — sie ist an den unmittelbar vorangegangenen Tagen nicht wesentlich anders — prozentual auf die mittlere jährliche Wasserführung um.

b) Auswertung der Strömungsmessungen

Für jede Strömungsmessung wird zunächst eine Aufstellung der Windverhältnisse, der hydrologischen Bedingungen sowie der Wärme- und Stabilitätsverhältnisse gegeben. Hernach folgt eine tabellarische Wiedergabe der Messresultate. Ferner wird kurz erläutert, wie und wo die Messung durchgeführt wurde. Schliesslich wird versucht, die beobachteten Strömungen in Zusammenhang mit den sie verursachenden Faktoren zu bringen und ein Strömungsbild zu entwerfen.

Auf den Diagrammen Nr. 1 bis 12, Tafel VII, wird anhand der Messtischaufnahmen die Bewegung der Strömungskreuze nach mittlerer Stundengeschwindigkeit und Richtung analysiert.

Erste Strömungsmessung: 16. Oktober 1947

Wind:

	13.	14.	15.	16.
07.30	E_0	E_0	E_1	W_1
13.30	SW_1	SW_1	W_2	SW_2
21.30	W_1	E_1	W_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	9 %
E	15 %
SW	33 %
W	43 %

Zu- und Abfluss:

Hasli-Aare	20,9 m^3/sec	=	59 % des Jahresmittels
Lütschine	7,6 m^3/sec	=	40 % des Jahresmittels
Aare-Abfluss	29,8 m^3/sec	=	50 % des Jahresmittels
Pegel:	stationär		

Energieverhältnisse:

Durchschnittstemperatur	am 12. Oktober	5,69°
Stabilität	am 12. Oktober	30,65 · 10^9 mkg
Sprungschicht	in 25 bis 30 m Tiefe	

[14] Windstärke relativ nach der Wildschen Stärkeskala.

[15] Dies in Anlehnung an die Praxis *Städlers* (1934).

Zusammenstellung der Beobachtungen

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	10 m	10,7	10,7	0,0	120 m	63	E
II	20 „	9,2	9,6	+ 0,4	110 „	62	W
III	30 „	7,2	6,9	− 0,3	130 „	21	SW
IV	50 „	5,5	—	—	260 „	14	NW
V	100 „	4,9	—	—	180 „	31	SW

Erläuterungen: Ziel: Strömungsbeobachtungen im Zuflussgebiet der Lütschine. Die 5 Geräte wurden nahe beieinander, etwa 1 km ausserhalb des Lütschinendeltas, in geradliniger Verlängerung der Mündungsrichtung, ausgesetzt. Dieser Ort wird künftig als Stelle A bezeichnet (Tafel VI). Die Geräte wurden von 08.30 bis 10.30 Uhr ausgesetzt und von 15.30 bis 17.30 Uhr eingezogen. Die Anfangs- und Endposition wurde durch Rückwärtseinschnitt bestimmt.

Resultat: In 10 m Tiefe wurde eine mässig starke Strömung nach E festgestellt, welche auf die vorherrschenden Westwinde zurückgeführt werden konnte, während die tieferen Wasserschichten wahrscheinlich durch Ausgleichs- und Abfluss-Strömung beeinflusst wurden. Ein gesamtes Strömungsbild über das untere Seebecken lässt sich mangels anderer Messungen noch nicht darstellen.

Zweite Strömungsmessung: 17./18. Oktober 1947

Wind:

	15.	16.	17.	18.
07.30	E_1	W_1	E_0	W_1
13.30	W_2	SW_2	SW_1	E_1
21.30	W_1	W_0	W_0	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	28 %
E	17 %
SW	24 %
W	31 %

Zu- und Abfluss:

Hasli-Aare	19,8 m³/sec	=	56 % des Jahresmittels
Lütschine	6,7 m³/sec	=	35 % des Jahresmittels
Aare-Abfluss	30,5 m³/sec	=	51 % des Jahresmittels
Pegel:	stationär		

Energieverhältnisse:

Durchschnittstemperatur	am 19. Oktober 5,66°
Stabilität	am 19. Oktober 26,4 · 10^9 mkg
Sprungschicht:	in 25 bis 30 m Tiefe

Nr.	Tiefe	Temperatur			Zeit			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Start 17. Okt.	Ziel 18. Okt.	Dauer Stunden	Total Meter	m/h	
I	10 m	10,2	—	—	14.30	17.30	27	1220	45	SW
II	30 „	6,5	—	—	14.50	17.10	26 1/3	550	21	SE
III	10 „	10,2	11,1	+ 0,9	15.10	09.40	18 1/2	350	19	ENE
IV	30 „	7,0	—	—	15.35	verloren				
V	10 „	10,6	11,0	+ 0,4	16.00	09.30	17 1/2	525	30	NE

Erläuterungen: Ziel: Strömungsmessung ausserhalb der Einwirkung von Lütschine-Zufluss und Aare-Abfluss, auf der Höhe Iseltwald-Moos (Fabrik Hamberger, Oberried).

Messung: Drei Geräte wurden in 10 m Tiefe (Seemitte und beide Uferzonen) und die andern beiden in 30 m Tiefe, im Profil zwischen den andern Geräten, ausgesetzt. (Die Numerierung beginnt nordseits.) In den letzten Tagen herrschten Winde aus dem Westsektor vor. Der Zeitpunkt schien günstig zu sein, um ein möglichst eindeutiges Strömungsbild unter Einfluss des Windes zu erhalten. Am Nachmittag des 17. Oktober wurden bei sehr schönem Wetter die Strömungskreuze ausgesetzt. Doch in der Nacht überzog sich der Himmel. Am Vormittag des 18. Oktober drehte der Wind nach E um (Urner Bise). Die Sicht wurde schlecht; Wellengang behinderte das Einmessen. Nur mit Mühe konnten 4 Geräte eingezogen werden; eines blieb verloren.

Resultat: In 10 m Tiefe wurde Linksrotation festgestellt. Die am 2. Versuchstag einsetzende Urner Bise beschleunigte die Wassermassen dem Nordufer entlang in SW Richtung. Der Gegenstrom auf der Südseite wurde abgebremst. Da ein Strömungskreuz in 30 m Tiefe verloren ging, ist es nicht möglich, über die Strömung in dieser Tiefe genauere Schlüsse zu ziehen. Eine Bewegung in SE Richtung zeichnete sich ab. Die Geräte wurden während der ungefähr 24stündigen Beobachtungszeit nur beim Aussetzen und Einziehen durch Rückwärtseinschnitt eingemessen und konnten in der Zwischenzeit nicht beobachtet werden. Es ist kaum anzunehmen, dass ihre Bahn geradlinig verlief, wie sie auf dem Diagramm (Tafel VII) dargestellt ist. Leider konnte damit auch nicht beobachtet werden, wie gross der Einfluss des Windrichtungswechsels war.

Für die Technik des Messens ergab sich aus diesen zwei Versuchen: Die Ortsbestimmung durch Rückwärtseinschnitt war zu ungenau. Ferner erwiesen sich die Fanions der Schwimmer als zu klein.

Dritte Strömungsmessung: 3. August 1948

Wind:

	31.7	1.8	2.8	3.8
07.30	E_1	E_1	SW_1	E_0
13.30	SW_1	W_2	SW_2	E_2
20.30	W_0	SW_0	E_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	20 %
E	40 %
SW	29 %
W	11 %

Zu- und Abfluss:

Hasli-Aare 71,1 m^3/sec = 203 % des Jahresmittels
Lütschine 44,9 m^3/sec = 234 % des Jahresmittels
Aare-Abfluss 136 m^3/sec = 223 % des Jahresmittels
Pegel: schwach sinkende Tendenz

Energieverhältnisse:

Durchschnittstemperatur am 31. Juli: 6,30°
Stabilität am 30. Juli 40,8 · 10^9 mgk
Sprungschicht in 30 bis 40 m Tiefe

Beobachtungszeit: 10.45 bis 17.50 Uhr, 4 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	10 m	11,6	11,2	– 0,4	830 m	117	ESE
II	30 „	10,0	8,0	– 2,0	680 „	96	NW
III	50 „	5,6	5,5	– 0,1	260 „	37	E-S-SW
IV	100 „	5,0	5,1	+ 0,1	120 „	17	S

Erläuterungen: Ziel: Beobachtung der Strömungsverhältnisse an Stelle A zur Zeit sehr grosser Zu- und Abflussmengen.

Gegenüber der letzten Messung waren verschiedene Verbesserungen angebracht worden. Die Fanions waren etwa 4mal grösser; die Schwimmer wurden von 2 Landstationen aus im Messtischverfahren 4mal eingemessen. Eine Übung am Vortag diente der Einschulung auf das neue Messverfahren und konnte nicht ausgewertet werden.

Resultat: Schwimmer I in 10 m Tiefe legte den weitesten Weg zurück. Infolge der vorherrschenden Westwinde während der vorausgegangenen Tage und des Impulses der «einschiessenden» Lütschinenwasser (234 % des Jahresmittels) waren die obersten Wasserschichten in E Richtung bewegt. Dieser Strom konnte durch die seit dem Vorabend konstant wehenden Ostwinde noch nicht abgebremst werden. Am späten Nachmittag zeigt sich auch sehr schön, wie der Strom parallel der Uferlinie folgte, obschon das Strömungskreuz 300 bis 400 m vom Ufer entfernt dahintrieb.

Gerät II, 30 m Tiefe, geriet offenbar in den Verteilungsstrom der Lütschine und später in den Saugbereich des Abfluss-Stromes. Die starke Temperaturerniedrigung von 10° auf 8° lässt erkennen, dass der Lütschinenstrom, sobald er die Wasserschichten gleicher Dichte erreicht hatte, nach dem Abflusstrichter abgelenkt wurde.

Gerät III in 50 m Tiefe zeigte eine kleine Wirbelbewegung im Rechtssinn, und

Gerät IV in 100 m Tiefe zeigte eine Ausgleichsströmung zu den oberen Wasserschichten an.

Da auch diesmal eine gleichzeitige Messung in der Bucht von Ringgenberg, also auf gleicher Höhe nordseits der Seemitte, nicht vorgenommen wurde, lässt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob die starke NW-Strömung in 30 m Tiefe und die beobachtete Temperaturerniedrigung mit der Ablenkung des Lütschinenstromes zusammenhing oder ob vielleicht der Aufstau des Wassers an der Abfluss-Schwelle die Vermischung mit kälterem Tiefenwasser verursachte. Eine gewisse Ähnlichkeit mit den Strömungsbahnen vom 16. Oktober 1947 ist sicher festzustellen. Die bedeutend grössere Strömungsgeschwindigkeit darf ausschliesslich der hohen Wasserführung der Flüsse zugeschrieben werden.

Mess-Serie 15. bis 23. Oktober 1948

Allgemeines Ziel: Strömungsaufnahmen im Profil Ringgenberg — Hauetenbach (Bönigen). Der Bestand an Strömungskreuzen war wieder auf 5 erhöht worden. Bei dieser immerhin geringen Anzahl von Geräten mussten die Profilaufnahmen nach den verschiedenen Tiefenstufen getrennt vorgenommen werden.

Vierte Strömungsmessung: 15. Oktober 1948

Wind:

	12.	13.	14.	15.
07.30	NE_2	E_0	E_2	E_0
13.30	W_1	SW_2	W_2	W_1
21.30	E_0	NE_1	N_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	18 %
N	8 %
NE	10 %
E	15 %
SW	10 %
W	39 %

Zu- und Abfluss:

Hasli-Aare	21,8 m³/sec	=	62 % des Jahresmittels
Lütschine	8,0 m³/sec	=	42 % des Jahresmittels
Aare-Abfluss	31,9 m³/sec	=	52 % des Jahresmittels

Energieverhältnisse (für die ganze Beobachtungs-Serie 15. bis 23. Oktober):

Durchschnittstemperatur	am 21. Oktober 5,91°
Stabilität	am 21. Oktober 22,95 · 10⁹ mkg
Sprungschicht	in 20 bis 35 m Tiefe. Gradient schwach

Beobachtungszeit: 13.30 bis 15.30 Uhr, 3 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	20 m	10,4	10,1	- 0,3	140 m	70	NE
II	20 „	10,4	10,2	- 0,2	80 „	40	E
III	20 „	10,5	10,2	- 0,3	100 „	50	NE
IV	20 „	10,4	10,3	- 0,1	210 „	105	ENE
V	misslungen						

Erläuterungen: Die Numerierung versteht sich fortschreitend vom S- zum N-Ufer. Schwimmer V war mit seinem Fanion nicht ausbalanciert. Längeres Ausprobieren brachte Zeitverlust; leider kam trotzdem keine Messung zustande. Auf den Strömungsdiagrammen (Tafel VII, 2 a, 4—7 a) wurden die Strömungskreuze auf die mittlere Profilgerade projiziert.

Resultat: Die Wasserführung war schwach; die Strömungen in 20 m Tiefe entsprachen dem Winddiagramm. Es wäre vielleicht zu erwarten gewesen, dass Gerät IV dem Seeabfluss westwärts gefolgt wäre oder zumindest die schwächste E-Bewegung gezeigt hätte. Statt dessen wurde dort die stärkste E gerichtete Strömung festgestellt. Die westlichen Winde haben dort, von der Thunerseemulde ohne wesentliches Hindernis herkommend, die grösste Gewalt. In der S Seehälfte wurden die Winde wahrscheinlich am Änderberg (den N-Abhängen der Schynigen Platte) nach NE abgelenkt.

Fünfte Strömungsmessung: 21. Oktober 1948

Wind:

	18.	19.	20.	21.
07.30	E_1	SW_1	W_0	E_1
13.30	S_0	E_0	SW_1	SW_1
21.30	W_1	SW_2	W_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	25 %
E	14 %
SW	47 %
W	14 %

Zu- und Abfluss (gilt für 21. bis 23. Oktober):

Hasli-Aare	17,8 m^3/sec	=	51 % des Jahresmittels
Lütschine	5,6 m^3/sec	=	29 % des Jahresmittels
Aare-Abfluss	25,9 m^3/sec	=	43 % des Jahresmittels

Energieverhältnisse: unter 15. Oktober erwähnt

Beobachtungszeit: 12.00 bis 15.35 Uhr; 3 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	50 m	5,2	5,2	0,0	110 m	34	ENE
II	50 „	5,2	5,2	0,0	100 „	30	ENE
III	50 „	5,2	5,2	0,0	50 „	15	E (Wirbel)
IV	50 „	5,2	5,2	0,0	80 „	23	ENE, später E
V	50 „	5,1	5,2	+ 0,1	155 „	43	NNE, „ N

Resultat: Unter ähnlichen Windverhältnissen, aber bei noch schwächerer Wasserführung, ergibt sich ein ähnliches Strömungsbild wie am 15. Oktober in 20 m Tiefe, nur mit geringeren Strömungsgeschwindigkeiten.

Sechste Strömungsmessung: 22. Oktober 1948

Wind:

	19.	20.	21.	22.
07.30	SW_1	W_0	E_1	E_1
13.30	E_0	SW_1	SW_1	SW_0
21.30	SW_2	W_1	E_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	26 %
E	37 %
SW	30 %
W	7 %

Zu- und Abfluss: unter 21. Oktober erwähnt

Energieverhältnisse: Unter 15. Oktober erwähnt

Beobachtungszeit: 11.00 bis 15.00 Uhr; 5 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	10 m	11,5	11,4	– 0,1	265 m	69	E, später SE
II	100 „	5,0	5,0	0,0	70 „	18	NW
III	10 „	11,5	11,4	– 0,1	205 „	53	E (Wirbel)
IV	100 „	5,0	5,0	0,0	70 „	18	NE
V	10 „	11,5	10,2	– 1,3	90 „	23	S

Erläuterungen: Es wurde eine Profilaufnahme in 10 m Tiefe mit 3 Geräten und in 100 m Tiefe mit 2 Geräten kombiniert.

Resultat: 10 m: Am Versuchstag und am Vortag hatten die Ostwinde leicht das Übergewicht. In der Seemitte und S der Längsachse behielten die bewegten Wassermassen ihre W-E-Strömungsrichtung noch bei, während vor Ringgenberg die Ostwinde, wahrscheinlich ergänzt durch die Abfluss-Saugwirkung, eine westwärts gerichtete Strömung zu erzeugen vermochten.

100 m: An beiden Orten zeigt sich eine schweche Gegenbewegung zu den überlagernden Schichten. Vielleicht könnte man dadurch auf zwei mehr oder weniger selbständige Strömungssysteme in Epilimnion und Hypolimnion schliessen, die voneinander durch die Sprungschicht getrennt wären. Das Epilimnion würde danach Links-, das Hypolimnion dagegen Rechtsrotation aufgewiesen haben.

Siebente Strömungsmessung: 23. Oktober 1948

Wind:

	20.	21.	22.	23.
07.30	E_0	E_1	E_1	E_0
13.30	SW_1	SW_1	SW_0	SW_2
21.30	W_1	E_1	W_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	31 %
E	27 %
SW	27 %
W	15 %

Zu- und Abfluss: unter 21. Oktober erwähnt

Energieverhältnisse: Unter 15. Oktober erwähnt

Beobachtungszeit: 11.00 bis 15.00 Uhr (Nr. I bis 16.50 Uhr); 5 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	30 m	8,2	8,0	– 0,2	670 m	115	ENE, zuletzt NE
II	30 „	8,6	7,8	– 0,8	310 „	78	SE
III	30 „	8,0	7,8	– 0,2	220 „	55	kurz E, dann SW
IV	30 „	8,1	8,1	0,0	385 „	96	SW
V	30 „	8,3	8,3	0,0	320 „	80	WSW

Erläuterung: Es wurde vermutet, die Strömungsverhältnisse könnten im Metalimnion (Sprungschicht), beeinflusst durch die verschiedene Bewegungsrichtung der epilimnischen und hypolimnischen Wassermassen, recht interessant sein. Die Strömungskreuze wurden alle in 30 m Tiefe ausgesetzt.

Resultat: Diese Vermutung erwies sich als richtig. Im Rotationssinn zeigte sich Übereinstimmung mit dem Hypolimnion. Überraschend ist die Feststellung, dass die Strömungsgeschwindigkeit grösser war als im Epilimnion.

Strömungskreuz I «brannte» nach dem um 15 Uhr erfolgten Einschnitt regelrecht in allgemein NE-Richtung durch. Als es 16.50 Uhr als letztes Gerät eingezogen wurde, konnte seine Position auf Grund von 3 Richtstrahlen vom Boot aus bestimmt werden. Wiederum zeigte sich schön der Einfluss der schwach gebuchteten Uferlinie auf die Strömungsbahn. Gerät II zeigte die Ausgleichsströmung an. Gerät III geriet offenbar in der ersten Beobachtungsstunde in einen Nebenwirbel und folgte hernach der Hauptströmungsbahn. Schwimmer IV und V bewegten sich mit ihren Strömungskreuzen in der Richtung des Abflusses.

Achte und neunte Strömungsmessung: 14. und 16. April 1949

Mein Plan, eine Messung im Februar auszuführen, also zur Zeit der geringsten Wasserführung der Flüsse, des tiefsten Pegelstandes und der geringsten Stabilität, konnte nicht durchgeführt werden. Meine Strömungsmessgeräte fielen im Januar 1949 dem Brand des Hauses, in welchem ich sie eingelagert hatte, zum Opfer. Ich konnte sie erst in den Frühlingsferien ersetzen.

Um mit wenig Messungen ein Gesamtbild über die Strömungsverhältnisse im unteren Seeteil zu erhalten, setzte ich an möglichst aufeinanderfolgenden Tagen die Geräte «im Rudel» aus, und zwar je südlich und nördlich der Längsachse auf der gleichen Querprofil-Linie (Stellen A und B, Tafel VI).

Um die Bewegung der obersten Wassermassen noch besser erfassen zu können, versenkte ich die zwei obersten Strömungskreuze in 5 und 15 m Tiefe, anstatt wie früher in 10 und 20 m.

14. April 1949

Wind:

	11.	12.	13.	14.
07.30	E_1	E_0	E_1	E_1
13.30	SW_1	S_1	S_1	SW_1
21.30	E_1	W_1	E_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	8 %
E	46 %
S	19 %
SW	19 %
W	8 %

Zu- und Abfluss:

Hasli-Aare	35,8 m^3/sec =	103 % des Jahresmittels
Lütschine	21,6 m^3/sec =	113 % des Jahresmittels
Aare-Abfluss	31,7 m^3/sec =	52 % des Jahresmittels
Pegel:	steigend	

Energieverhältnisse:

Durchschnittstemperatur am 6. April 5,04°

Stabilität am 6. April 4,15 · 10^9 mkg

Sprungschicht noch nicht vorhanden; die obersten Schichten beginnen sich erst neu zu erwärmen.

Beobachtungszeit: 11.50 bis 16.00 Uhr; 4 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
II	5 m	5,9	5,4	– 0,5	260 m	62	zuerst NNW, dann S
I	15 „	5,2	5,4	+ 0,2	285 „	68	„ N „ NE
IV	30 „	5,2	5,2	0,0	315 „	76	„ N „ ESE
III	50 „	5,0	5,0	0,0	230 „	55	„ NNW „ N
V	100 „	4,8	4,8	0,0	230 „	55	NNW, NNW-N

16. April 1949:

Wind:

	13.	14.	15.	16.
07.30	E_1	E_1	E_1	E_1
13.30	S_1	SW_1	W_1	SW_1
21.30	E_1	E_1	E_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	0 %
E	61 %
S	4 %
SW	23 %
W	12 %

Zu- und Abfluss:
Energieverhältnisse: } wie 14. April

Beobachtungszeit: 10.05 bis 14.15 Uhr (Nr. II bis 16.30); 4 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	5 m	6,5	6,7	+ 0,2	220 m	47	zuerst NE, dann E
II	15 „	5,6	5,9	+ 0,3	660 „	103	allgemein NE
III	30 „	5,4	5,5	+ 0,1	130 „	28	„ ESE
IV	50 „	5,1	5,4	+ 0,3	200 „	43	„ SE
V	100 „	4,8	4,8	0,0	120 „	21	„ NW

Erläuterungen: Wurden die Strömungskreuze nahe beieinander, «im Rudel», ausgesetzt, so musste, um Verwicklungen der Drähte zu vermeiden, doch ein gewisser Abstand gewahrt werden. Während des Aussetzens war das Schiff auch der Windabtrift ausgesetzt. Bis am Seeufer die Messtische aufgestellt waren und das Einschneiden beginnen konnte, bewegten sich die Schwimmer naturgemäss auch auseinander. So ergab sich beim ersten Einschneiden («Start») eine durchschnittliche Verteilungsfläche von 0,5 ha, bzw. ein linearer Abstand von zirka 80 m. Auf den Strömungsdiagrammen (Tafel VII) wurden die Vektoren aber auf eine Senkrechte, bzw. auf einen 0-Punkt parallel verschoben.

Resultat: Während der ganzen Untersuchungsperiode herrschten Ostwinde vor. Der Seespiegel stieg rapid, nachdem er im Winter infolge der künstlichen Regulierung stark abgesenkt worden war. Deshalb machte sich die Abfluss-Strömung gegenüber der Einfluss-Strömung wenig bemerkbar.

Infolge der Ausbaggerungen im Lütschinen-Delta zwecks Kiesgewinnung ergoss sich die Lütschine in NNE-Richtung in das Seebecken. Der schwache Abfluss bewirkte einen Rückstau des Sees. Der Lütschinenstrom, der sich im See verteilte, fand offenbar zwischen 10 und 20 m Seetiefe Wasser gleicher Dichte und pflanzte sich dort weit nach NE fort, während der Oberflächenstrom bis 5 m Tiefe schon eine beträchtliche Beeinflussung durch die vorherrschenden Ostwinde erfuhr. Am 14. April geriet das Strömungskreuz in 5 m Tiefe in der Nähe des Deltas in einen Wirbel. Das Gerät in 100 m Tiefe wurde am 16. April um 17.00 Uhr zirka 300 m östlich der Schiffländte Ringgenberg eingezogen. Es hatte in den letzten 2 Stunden im Vergleich zu vorher eine stärkere Bewegung angezeigt, muss aber kurz vor dem Einholen auf Grund aufgelaufen sein, denn es zeigte Schlammansatz, und der Aufhängedraht war locker. Durch die vorherrschenden östlichen Winde verursacht, dürfte sich während dieser Periode eine Windtriftströmung längs des Südufers in SW Richtung bewegt haben, die einen Ausgleich fand in einer NE Bewegung längs des Nordufers, begünstigt durch die Lütschinenzufluss-Strömung. Jedenfalls darf für das untere Seebecken auf Rechtsrotation geschlossen werden. Infolge der unstabilen Lage ergaben sich jedoch allerlei ungeordnete Zwischenströmungen.

Zehnte und elfte Strömungsmessung: 8. und 9. Juli 1949
(Karthographisch dargestellt auf Tafel VI)

Wind:
8. 7.

	5.	6.	7.	8.
07.30	NE_1	SW_1	SW_1	E_1
13.30	SW_2	SW_2	SW_2	SW_1
21.30	W_2	E_0	W_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	6 %
NE	3 %
E	12 %
SW	64 %
W	15 %

Wind:
9. 7.

	6.	7.	8.	9.
07.30	SW_1	SW_1	E_1	E_0
13.30	SW_2	SW_2	SW_1	E_1
21.30	E_0	W_1	W_1	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	17 %
E	24 %
SW	42 %
W	17 %

Zu- und Abfluss:

Hasli-Aare	55,5 m^3/sec = 160 %	des Jahresmittels
Lütschine	32,6 m^3/sec = 170 %	des Jahresmittels
Aare-Abfluss	89,8 m^3/sec = 148 %	des Jahresmittels
Pegel	steigend	

Energieverhältnisse:

Durchschnittstemperatur	5,8°	interpoliert zwischen 18. 6. und 22. 7.
Stabilität	30,0 · 10^9 mkg	
Sprungschicht	in 20 bis 35 m Tiefe	

8. Juli: Beobachtungszeit: 10.45 bis 15.10 Uhr; 4 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	5 m	12,6	12,8	+ 0,2	620 m	140	zuerst W, dann N
II	15 „	—	9,7	—	560 „	127	N
III	30 „	6,6	6,1	− 0,5	55 „	12	NE
IV	50 „	4,7	4,8	+ 0,1	90 „	20	zuerst NW, dann NE
V	100 „	4,3	4,3	0,0	120 „	27	„ NW, „ NE

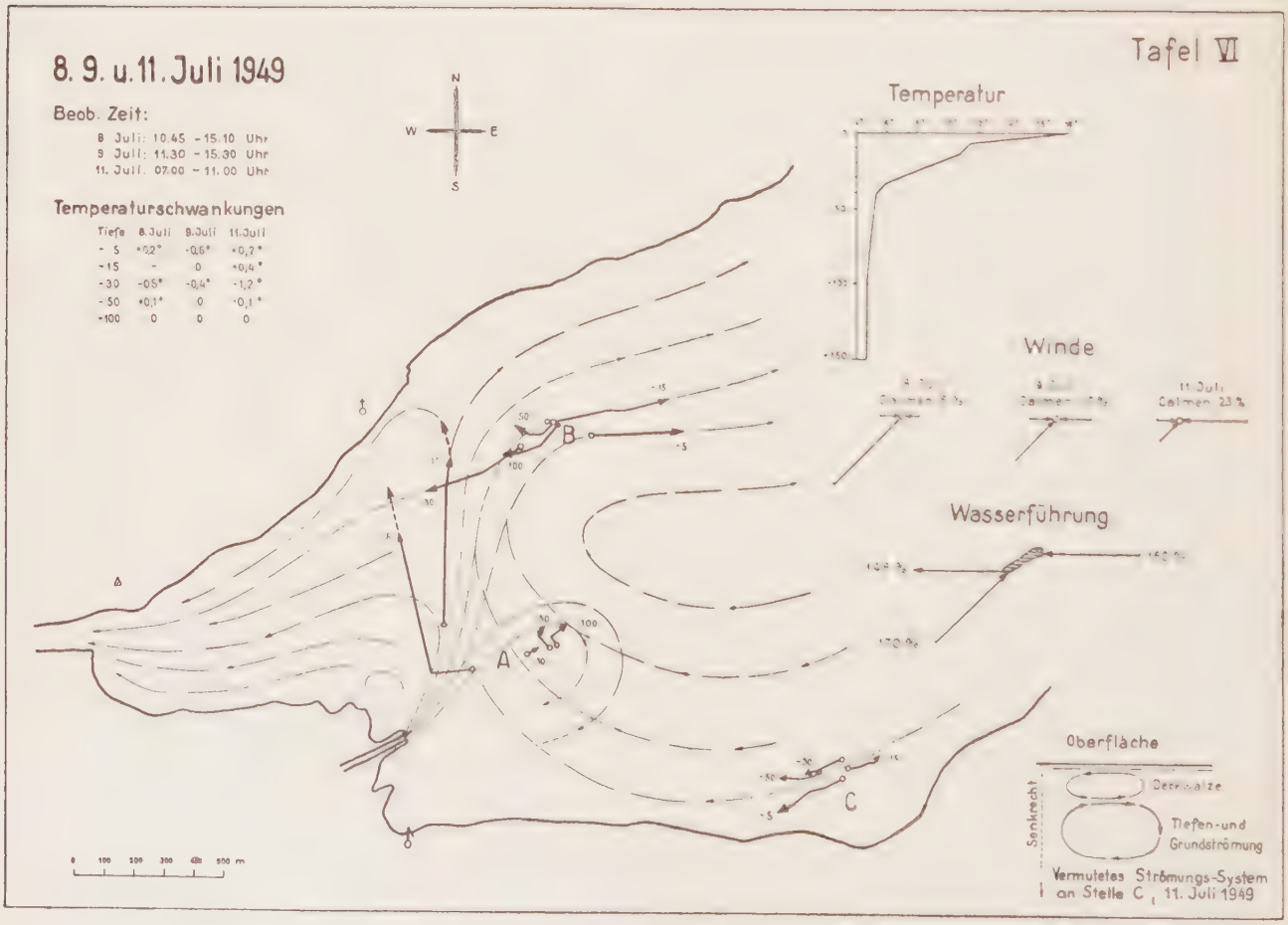
9. Juli: Beobachtungszeit: 11.30 bis 15.30 Uhr (Nr. II bis 16.30 Uhr); 4 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m h	
I	5 m	15,8	15,2	– 0,6	300 m	75	E
II	15 „	10,2	10,2	0,0	420 „	84	allgemein E
III	30 „	6,0	5,6	– 0,4	385 „	96	WSW
IV	50 „	4,6	4,6	0,0	150 „	38	zuerst SW, dann WSW
V	100 „	4,2	4,2	0,0	225 „	56	SW, W, NW

Erläuterungen: In den ersten Tagen des Juli herrschten hochsommerliche Windverhältnisse mit starken nachmittäglichen SW-Winden. Vom 8. bis 11. Juli schlug der Wind mehr nach E um. Die Wasserführung hatte noch nicht den Höchststand erreicht. Der Seespiegel stieg leicht, d. h. die Zuflüsse waren noch stärker als der Abfluss.

Resultate: Am 8. Juli wurden die Geräte an Stelle A ausgesetzt. In 5 und 15 m Tiefe gerieten sie in den Verteilungsstrom der Lütschine, die sich jetzt infolge der Ausbaggerungen nordwärts in den See ergoss. Die andern Strömungskreuze machten schwache Wirbelbewegungen mit.

Am 9. Juli (Stelle B). Die am Vortag gefundenen Strömungsbahnen in 5 und 10 m Tiefe setzten sich ostwärts fort, während von der Sprungschicht an abwärts Westströmung herrschte. Also zeigte sich wieder die Sprungschicht als Trennungsschicht zweier überlagerter ungleicher Strömungssysteme.



Zwölfte Strömungsmessung: 11. Juli 1949

Durch einen Seeanwohner und Sportfischer wurde ich aufmerksam gemacht, dass in der Bucht von Erschwanden, 2 km E Bönigen, am Morgen oft ein beachtenswerter «Rinner» auftrete. Ich widmete dieser Stelle eine Spezialuntersuchung; nachfolgend die Ergebnisse:
(Stelle C, Tafel VI)

Wind:

	8.	9.	10.	11.
07.30	E_1	E_0	E_1	E_1
13.30	SW_1	E_1	SW_1	—
21.30	W_1	W_1	W_0	—

% nach Richtung und Stärke

Calmen	23 %
E	45 %
SW	18 %
W	14 %

Zu- und Abfluss
Energieverhältnisse } siehe unter 8./9. Juli

Beobachtungszeit: 07.00 bis 11.00 Uhr; 5 Einschnitte

Nr.	Tiefe	Temperatur			Weg		Richtung nach
		Start	Ziel	Diff.	Total	m/h	
I	5 m	12,5	12,7	+ 0,2	240	60	SSW
II	15 „	9,6	10,0	+ 0,4	105	26	E
III	30 „	7,5	6,3	− 1,2	130	33	SSW
IV	50 „	4,6	4,5	− 0,1	150	38	W

(Gerät V versank am 9. Juli beim Einziehen in die Tiefe)

Resultat: In Oberflächennähe, d. h. 5 m Tiefe, war eine Strömung von 60 m/h in SSW Richtung festzustellen, desgleichen ein schwächerer Strom in 30 m und ein W gerichteter Strom in 50 m Tiefe. Die Wassermassen dieser Bucht waren danach in die allgemeine, an den Vortagen festgestellte Rechtsrotation im unteren Seebecken einbezogen. Sonderbarerweise wurde aber in 15 m Tiefe ein Gegenstrom von immerhin 26 m/h in E Richtung entdeckt. Es könnte sich um einen Lokalstrom handeln, der von dem erwähnten abendlichen Schönwetter-Fallwind verursacht wurde und sich bis in diese Tiefe auswirkte, während die oberste Wasserschicht schon die Bewegung der seit dem Vortag aufgetretenen Ostwinde mitmachte. Wie auch sein Entstehen zu erklären ist, die Tatsache, dass innerhalb geringer Tiefenstufen solche isolierte Lokalströme auftreten können, zeigt, welche Bedeutung den Dichte- und Stabilitätsverhältnissen für den inneren Kräftehaushalt des Sees zukommt.

c) Überblick über die beobachteten Strömungen

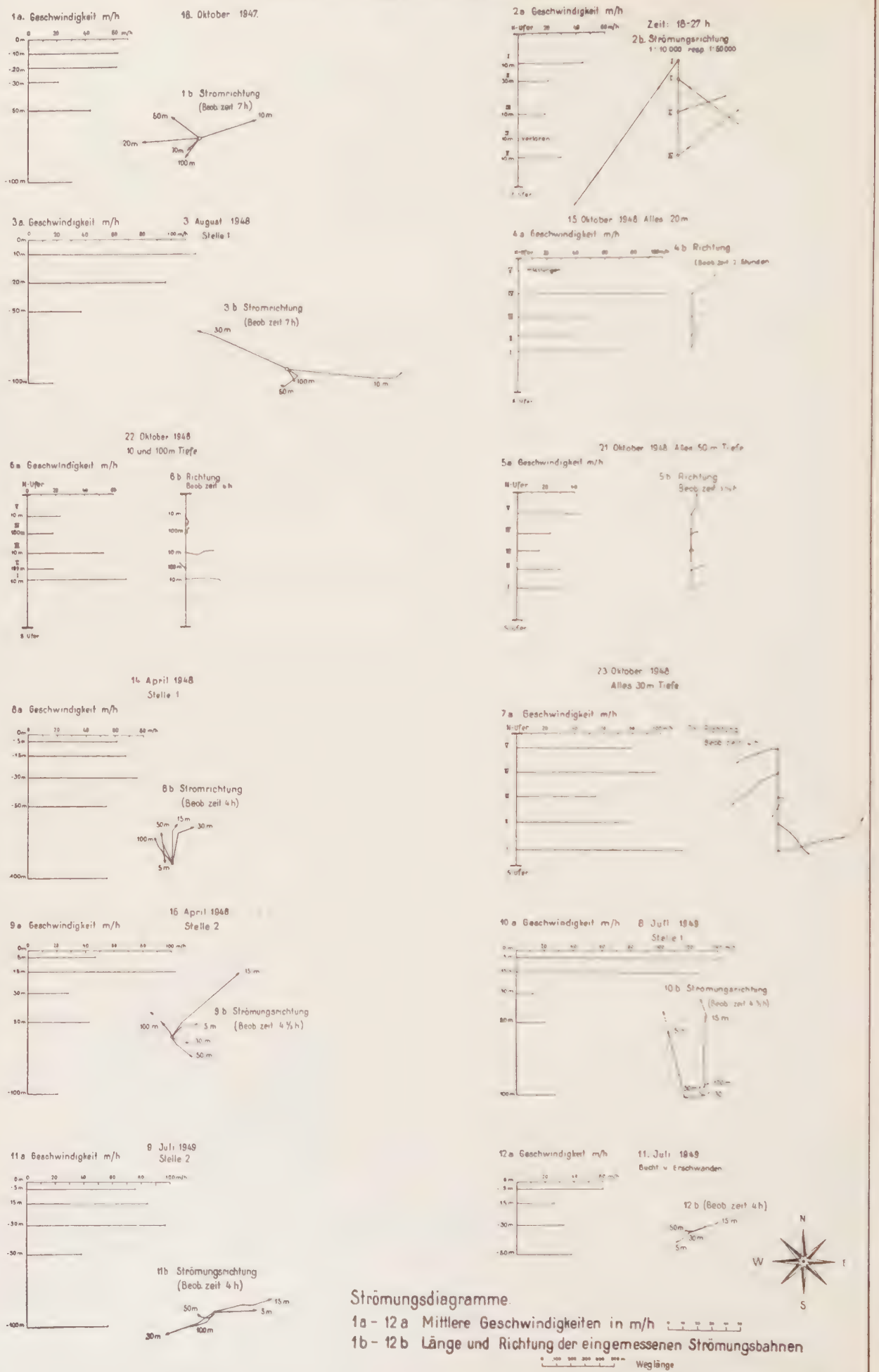
Vergleichung der Geschwindigkeiten

Durchschnittliche Geschwindigkeiten in den einzelnen Tiefenstufen

Tiefe	Mittlere Geschwindigkeit	
5 m	77 m/h	Mittel aus 5 Beobachtungen
10 m	52 m/h	Mittel aus 8 Beobachtungen
15 m	81 m/h	Mittel aus 5 Beobachtungen
20 m	65 m/h	Mittel aus 5 Beobachtungen
30 m	62 m/h	Mittel aus 13 Beobachtungen
50 m	35 m/h	Mittel aus 12 Beobachtungen
100 m	30 m/h	Mittel aus 8 Beobachtungen

Eine Vergleichung der mittleren Geschwindigkeiten in den verschiedenen Tiefenstufen nach vorliegender Zusammenstellung kann nur mit gewissen Vorbehalten durchgeführt werden. Weil

Strömungsdiagramme



Strömungsdiagramme.

1a – 12a Mittlere Geschwindigkeiten in m/h

1b – 12b Länge und Richtung der eingemessenen Strömungsbahnen

Weglänge

die günstigste Tiefenverteilung der Strömungskreuze zuerst gesucht werden musste, fehlen in der Zusammenstellung für die 5- und 15-m-Stufe die Herbstbeobachtungen, für die 10- und 20-m-Stufe aber die April- und Juliwerte. Die mittlere Geschwindigkeit in 10 m Tiefe wäre wohl grösser, wenn die Frühlings- und Sommerwerte entsprechend vertreten wären. Immerhin ist die Feststellung interessant, dass die grösste durchschnittliche Strömungsgeschwindigkeit nicht unbedingt in den obersten Wasserschichten auftreten muss; dies trifft meistens nur dann zu, wenn zur Zeit der Sommerstagnation die Viskosität herabgesetzt ist. Die Sprungschicht als Diskontinuitätsschicht im thermischen Verhalten kann auch nicht für die erhöhte Strömungsbereitschaft in den betreffenden Tiefen verantwortlich gemacht werden; denn im April 1949 z. B., als von einer Sprungschicht noch nichts zu bemerken war, wurden grösste Geschwindigkeiten in 15 und 30 m Tiefe beobachtet.

Die Gegenüberstellung der maximalen Strömungsgeschwindigkeiten dürfte dagegen von grösserer Bedeutung sein.

Wie zu erwarten war, treffen wir sie zunächst in der obersten Schicht (siehe 8. Juli 1949, 5 m Tiefe).[16] Damals wurde die stärkste Strömung in dieser Tiefenlage mit 140 m/h beobachtet. Sie konnte dem vereinten Wirken von Lütschinenströmung und vorherrschenden SW Winden zugeschrieben werden. Am folgenden Tag befand sich das Messgerät, unter sonst gleichen Umständen, ausserhalb des Wirkungsbereiches des Lütschinenverteilungsstromes und erreichte nur noch 75 m/h.

In 10 m Tiefe wurde am 3. August 1948 eine Strömung von 117 m/h ermittelt bei Linksrotation des ganzen Systems.

In 15 m Tiefe wurde die grösste durchschnittliche Geschwindigkeit festgestellt, allerdings, wie schon erwähnt, ohne Einbezug von Herbstmessungen. Es wird dies die Tiefe sein, in welcher sich im Frühling und Vorsommer das kalte Lütschinenwasser mit Seewasser von gleicher Dichte (was, zufolge der Schwebstofführung des Zuflusswassers, nicht heissen will von gleicher Temperatur! Siehe Seite 46) vermischt.

In 20 m Tiefe wurde am 15. Oktober 1948 noch eine Strömung von 105 m/h in E Richtung festgestellt. (*Auerbach* und *Schmalz* [1927] massen in dieser Tiefe ihre maximale Strömungsgeschwindigkeit von 912 m/h!)

In 30 m Tiefe wurden am 23. Oktober 1948 für unsere Verhältnisse beträchtliche Geschwindigkeiten ermittelt, die grössten dieser Herbstserie. Dies wohl aus dem gleichen Grund wie im Hochsommer in 15 m Tiefe: Das Lütschinenwasser musste jetzt in 30 m Tiefe absinken, bis es sich mit Seewasser von gleicher Dichte vermischen konnte.

In tieferen Lagen, 50 und 100 m, entfernten sich die extremen Geschwindigkeiten nie stark von den Mittelwerten von 35, bzw. 30 m/h. Einzig am 14. April 1949 ergab sich in beiden Tiefenlagen 55 m/h, was in Beziehung gebracht werden kann zu der in jener Zeit noch geringen Stabilität.

Strömungen und Wassertemperatur

Es wurde vermutet, die Kontrolle der Wassertemperatur beim Aussetzen und Einholen des Strömungskreuzes könnte Anhaltspunkte geben, ob die Strömungen auf thermisch bedingte Dichteunterschiede innerhalb gleicher Tiefenschichten zurückzuführen seien. Von 51 Messungen ergab sich

14mal eine Zunahme der Temperatur vom Start- zum Zielort. Mittel 0,27°
20mal eine Abnahme der Temperatur vom Start- zum Zielort. Mittel 0,48°
17mal eine gleichbleibende Temperatur.

Die grösste Temperaturdifferenz wurde am 3. August 1948 in 20 m Tiefe gefunden, als auf eine Distanz von 680 m eine Abkühlung durch den Lütschinenverteilungsstrom von 10° auf 8° festzustellen war. Während der Herbstmessungen, 15. bis 23. Oktober 1948, zeigte sich in 10 bis

[16] Nach den exakten Messungen von *Auerbach* und *Schmalz* (1927) machen sich momentane kräftige Winde in 5 m Tiefe nicht mehr oder doch nur noch schwach bemerkbar, so dass durch Messungen in dieser Tiefe eine Strömung von einiger Konstanz erfasst werden kann.

Berichtigung zu Tafel VII: Stelle 1 ist identisch mit Stelle A im Text. Stelle 2 mit Stelle B im Text.

30 m Tiefe mehrheitlich ein Temperaturgefälle in der Strömungsrichtung. Anlässlich der Betrachtungen über Phasenverschiebungen im jahreszeitlichen Gang der Erwärmung wurde festgestellt, dass z. B. in 30 m Tiefe die höchste Temperatur erst im Oktober eintrat. Zu dieser Zeit war aber die zufliessende Lütschine relativ schon kühler; daher diese Temperaturabnahme, die aber in 50 und 100 m Tiefe nicht mehr festzustellen war.

Genau entgegengesetzte Verhältnisse zeigten sich im April 1949. Das Wasser im See war noch fast homotherm, kalt, die Lütschine dagegen schon merklich wärmer. Sie übertrug diese Wärme den Wasserschichten, mit welchen sie sich vermischte. Wärmezufuhr war noch bis 50 m Tiefe zu bemerken; in 100 m Tiefe blieb die Temperatur konstant.

Forel (1901) stellt die Behauptung auf: «Das trübe schwere Wasser des Zuflusses gleitet, der Linie des stärksten Gefälles folgend, über das Gehänge des untergetauchten Deltas in die Tiefe und sinkt bis auf den Grund des Sees.» Er stützt sich dabei auf die Beobachtungen *Hörnlimanns.*[17]

Nach meinen Beobachtungen dringt der Strom des Lütschinenwassers nur bis in eine Tiefe von 15 bis 50 m, meistens zirka 30 m ein. Auf der Isobathenkarte des Brienzersees, Aufnahme 1898, finden wir in direkter Fortsetzung der Lütschine keine merklich ausgebildete Rinne; wohl aber zeigt die neue, genaue Aufnahme des Aaredeltas zwei unterseeische Rinnen, entsprechend der Aaremündung vor und nach der Korrektion. *(Eidg. Amt für Wasserwirtschaft,* 1939.)

Wie erklärt sich nun der Widerspruch? Bei der Einmündung sowohl der Aare als auch der Lütschine kann beobachtet werden, wie sich das trübe Flusswasser dort, wo es in das relativ klare Seewasser eintaucht, seitlich in dasselbe einrollt. *Collet* (1925) erklärt die Entstehung der sublakustren Rinnen damit, dass die Ablagerung der sich mit dem ruhenden Wasser vermischenden Schwebstoffe seitlich des unterseeischen Stromes grösser sei als diejenige des gröberen Materials im Strome selbst. («Le ravin sous-lacustre ne peut se former que lorsque la quantité de limons en suspension dépasse de beaucoup celle des matériaux roulés sur le fond.»)

Wenn im Abschnitt «Phasenverschiebungen und Amplituden» festgestellt wurde, dass in der Tiefe von 30 m relativ starke Strömungen und Temperaturschwankungen auftreten, so können wir nun diese Erscheinung dahin deuten, dass nicht die ungleiche Erwärmung hydrostatische Ausgleichsströme erzeugt — solche sollen nicht unbedingt bestritten werden —, sondern dass vielmehr durch fremde dynamische Einflüsse, in diesem Fall also durch den Zufluss der Lütschine, diese Ströme und Temperaturschwankungen innerhalb gleicher Tiefenstufen erzeugt werden.

Die hydrostatisch, thermisch bedingten Konvektionsströme können durch unsere Messmethode nicht metrisch erfasst werden, da sie vornehmlich in vertikaler Richtung verlaufen müssen und als ungeordnete, turbulente Strömungen auftreten. Es dürfte nahezu unmöglich sein, den Weg dieser Wirbelströme überhaupt messend zu verfolgen. Und doch kommt ihnen enorme Bedeutung zu. Vorerst übertrifft die durch sie bewirkte Scheinleitung die reine Wärmeleitung bei weitem (siehe p. 40). Darüber hinaus gewinnen diese Vorgänge eine überragende Bedeutung für die vertikale Verteilung des Planktons sowie für die Zufuhr und Verteilung der lebenswichtigen Substanzen in einem See.

W. Schmidt (1925) leitet in allgemeinen Ausführungen eine Formel ab, wie aus den Auswirkungen, d. h. aus der thermischen Durchmischung auf die Intensität dieser turbulenten Ströme geschlossen werden kann. Den Ausdruck «Austausch» gebraucht er als Sammelbegriff für alle «dynamisch» oder «statisch» bedingten Mischungserscheinungen, sowohl in Luft als auch in Wasser.

Es bedeuten: S den Wärmefluss durch 1 cm^2 rechtwinklig zum Temperaturgefälle, s' dieses Temperaturgefälle in Grad C pro cm; dann gilt die Beziehung

$$S = A \cdot s'$$

Der Proportionalitätsfaktor A gibt dann die Intensität der Durchmischungsströme an. Ihm kommt im absoluten Mass-System die Dimension $cm^{-1} \cdot g \cdot sec^{-1}$ zu.

Nach Beispielen vom Lunzersee bewegt sich der Wert für A während der Erwärmungsperiode für die 10-m-Tiefenstufe zwischen 2,4 und 0,06, für die 20-m-Stufe zwischen 0,2 und 0,01.

Ich sah davon ab, Berechnungen für dieses A anzustellen. Dies hätte nur Sinn, wenn die zu Grunde liegenden Temperaturlotungen zeitlich kurz nacheinander vorgenommen würden (z. B. vor und nach einem Sturm) und wenn damit Erhebungen über den chemischen Zustand und den Planktongehalt des Wassers ver-

[17] Bei der Vermessung des Bodensees, 1883, konnte Ing. *Hörnlimann* (1886) im Rheindelta eine sublakustre Rinne als Fortsetzung des Rheinstromes auf 4 km Länge feststellen. Bei der Vermessung des Genfersees, 1885, fand er die gleiche Erscheinung bei der Rhonemündung; ein unterseeischer Graben zeigte sich auf 6½ km Länge.

bunden wären. Für die generelle Beschreibung des Erwärmungszustandes in verschiedenen Tiefen geben die vorliegenden Temperaturkurven genügend Auskunft.

Ferner wurde auch darauf verzichtet, die rhythmischen Wasserbewegungen in die Untersuchungen einzubeziehen. Über die bekanntesten Wasserbewegungen eines Sees, die fortschreitenden Oberflächenwellen, geben die allgemeinen limnologischen Werke Auskunft.

Neben diesen treten in den Seen auch *stehende Wellen* auf, die weit grössere Massenverlagerungen herbeiführen. Nach *Forel* werden sie «Seiches» genannt (Lokalausdruck vom Genfersee). Um ihre Periodendauer und Amplituden zu berechnen, — erstere ist für jeden See eine charakteristische Grösse — hätte es einer Anzahl um den See verteilter Limnigraphenstationen bedurft. Nach *Sarasin* (siehe *Halbfass,* 1925) beträgt die Periodendauer der Hauptschwingung des Brienzersees 9,8 Minuten, die des Thunersees 15 Minuten.

Chefmaschinist *v. Gunten* vom Elektrizitätswerk Interlaken machte die Beobachtung, dass zur Zeit minimalsten Abflusses, wenn also alles Aarewasser durch die Turbinen fliesst, und dazu bei starkem Wind, das Wattmeterdiagramm Leistungsschwankungen aufweise und zwar etwa 3 Schwingungen innerhalb 30 Minuten. Damit übereinstimmend seien Wasserstandsschwankungen des Oberwassers von etwa 10 cm festzustellen. Es dürfte sich um die Auswirkungen der Massenverlagerungen durch Seiches handeln; die zeitliche Übereinstimmung mit der von *Sarasin* beobachteten Periodendauer spricht jedenfalls dafür.

Ausserdem können interne Seiches, sog. Temperaturseiches, beobachtet werden. Sie treten in der Trennungsschicht zwischen den leichteren epilimnischen und den schwereren hypolimnischen Wassermassen auf. Sie können also erkannt werden aus Sprungschichtneigungen und periodischen Sprungschichtschwankungen. Man könnte den Vorgang also feststellen, indem an mindestens zwei diametral entgegengesetzten Stellen des Sees gleichzeitig in kurzen Zeitabständen Temperaturlotungen ausgeführt würden. Viele Strömungserscheinungen würden aus der Kenntnis der internen Seiches besser verständlich; doch hätten solche Untersuchungen den Rahmen der vorliegenden Arbeit überschritten.

Zurzeit werden durch das *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* auf dem Genfersee Untersuchungen durchgeführt über nichtrhythmische, windbedingte Denivellationserscheinungen, und man darf mit Interesse der Veröffentlichung der Ergebnisse entgegensehen.

Wie eingehend *Forel* den Genfersee beobachtete, beweist u. a. auch die Tatsache, dass er untersuchte, ob er durch den Mond verursachte Gezeitenbewegungen feststellen könnte. Die beobachteten Schwingungen waren aber so schwach und unregelmässig, dass er darauf verzichtete, das Problem weiter zu verfolgen. Es wurde kürzlich durch Prof. *Mercanton* (1948/49) wieder aufgegriffen.

Gesamtströmung

Es ist ein gewagtes Unternehmen, ein gesamtes Strömungsbild des Brienzersees zu entwerfen auf Grund der besprochenen wenigen Messungen. Doch können diese ergänzt werden durch Beobachtungen von Fischern und Seeanwohnern.

Es wurde mir berichtet, dass die Fischer von Iseltwald gelegentlich nach einer Nacht ihre Schwebnetze in der Gegend von Brienz suchen müssten. Grundnetze seien östlich der Schneckeninsel bei Iseltwald öfters verdrillt gefunden worden. Ferner wurde beobachtet: Wenn die südseits ausgesetzten Fischernetze der Iseltwaldner Fischer NE-wärts abgetrieben werden, so werden die nordseits bei Nieder- und Oberried ausgesetzten Netze meistens nach SW verdriftet und umgekehrt. Rechtsrotation komme weit häufiger vor als Linksrotation.

Vor allem dürfte feststehen: Der Brienzersee ist nicht ein auf eine gewisse Strecke verbreitertes Teilstück eines Flusses mit stark verringerter Fliessgeschwindigkeit, wo das Wasser von der Einmündung der Zuflüsse in gleichgerichteter Bewegung der Abfluss-Stelle zuströmt. *(Forel,* 1901, p. 81, vertrat offenbar noch diese Auffassung.)

Nach meinen Beobachtungen und den erhaltenen Mitteilungen ist vielmehr anzunehmen, dass das ganze Brienzerseebecken von einer grossen stehenden Hauptwalze erfüllt sei. Bei den grösseren Flussmündungen sowie bei markanteren Hindernissen (sublakustrer Felssporn als Fortsetzung von Burg und Schneckeninsel in Iseltwald, von dieser etwa $1^1/_4$ km NE und 100 m über dem flachen Seegrund) treten Fliesswirbel und Nebenwalzen auf.

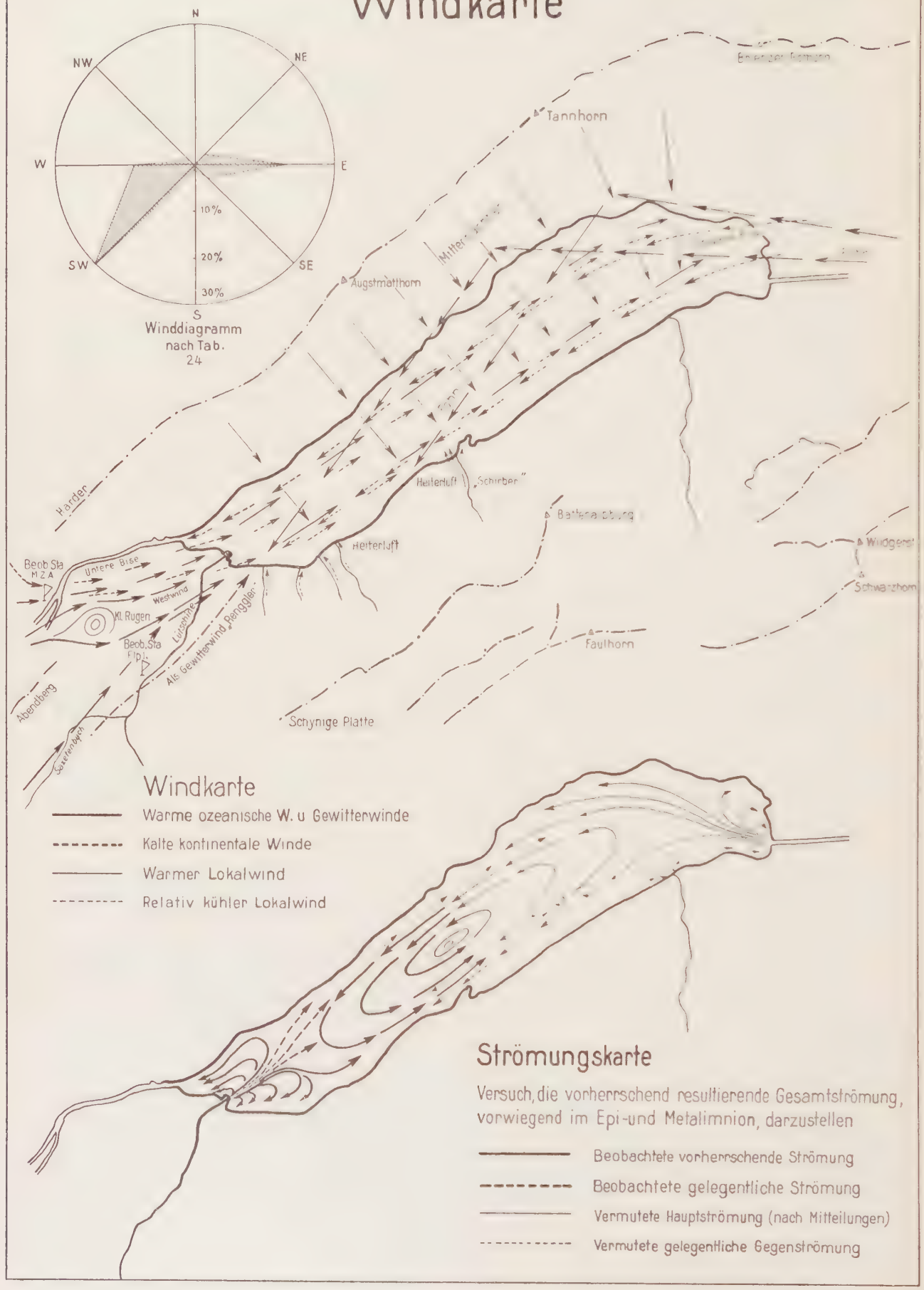
Um die Einflüsse solcher Fliesswirbel auf das Strandbad Bönigen abzuschwächen, wurde kürzlich ein Damm von zirka 70 m Länge von der Lütschinemündung in NE-Richtung vorgebaut. Südlich der Lütschinemündung wurde eine vor etlichen Jahren erbaute Hafenanlage durch Versandung unbrauchbar.

Die stehende Hauptwalze dürfte das Ergebnis längerer gleichbleibender Wind- und Zuflusseinwirkungen sein. Ihrer Wirkung kann zum Teil auch die gleichmässige horizontale Verteilung der Temperaturen und des Planktongehaltes zugeschrieben werden (siehe Abschnitt: Thermische Querschnitte und horizontale Wärmeverteilung; ferner *Flück,* 1926).

Liegende Walzen dürften ihre Entstehung mehr kurzen, heftigen Windeinflüssen verdanken. Die Sprungschicht verursacht eine Diskontinuitätsfläche. Wir können das bei der Spezialmessung vom 11. Juli 1949 in der Bucht von Erschwanden feststellen, wo durch Einwirkung eines lokalen Fallwindes eine Epilimnion-Deckwalze entstund, die ihrerseits eine Hypolimnion-Grundwalze mit entgegengesetztem Drehsinn bewirkte oder wenigstens begünstigte. (Tafel VI.)

Tafel VIII

Windkarte



Flück (1926, p. 40) beschreibt als ein klassisches Beispiel, wie der «Mitternächtler» solch eine liegende Deckschichtwalze erzeugte, die aber nur kurze Zeit existierte: . . . «Denn die Wasserbewegung, wie sie durch Winde und thermische Konvektionsströmungen entstehen, vermögen die Schichtung des Planktons nur für kurze Zeit zu stören. Dies zeigte sehr schön der erwähnte Einfall eines Fallwindes in den See im September 1924, wo eine Störung der horizontalen und vertikalen Verteilung eintrat. Dieser Wind versetzte das Wasser über der Sprungschicht in eine rotierende Bewegung, indem er die Wassermassen der Oberfläche gegen die Leeseite trieb und damit in der Tiefe (in welcher?!) einen Rückstrom gegen die Luvseite hervorrief. Das Resultat war, dass an der Luvseite die Zone von 0—5 m überall ziemlich die gleiche Struktur zeigte, wie vorher die Zone auf 5 m Tiefe, während an der Leeseite sich von 0—5 m die Bewohner der vorherigen Oberflächenschichten in fast gleichmässiger Verteilung zeigten. Der Sturm dauerte von 15.40 Uhr bis 16.10 Uhr. Tags darauf ergaben Netzfänge um 14.30 Uhr, dass in der ganzen Seebreite das Zooplankton und Asterionella vorzugsweise wieder die 5-m-Zone bevölkerte, während das übrige Phytoplankton sich hauptsächlich in den obersten Schichten fand.»

Um noch eine Beobachtung jüngster Zeit zu erwähnen: *Thomas* (1949) untersuchte im November 1947 eine Sprungschichtneigung im Zürichsee. Diese trat in der Längsachse auf, als Folge von 4 Tage lang dauernden Weststürmen. Die Differenz vom höchsten Punkt (bei der Quaibrücke in Zürich) zum tiefsten Punkt (Höhe Stäfa—Ufenau) betrug rund 16 m. Gewaltige Massen von warmem, sauerstoff- und planktonreichem Oberflächenwasser wurden seeaufwärts transportiert, während hypolimnisches Wasser in 20 bis 60 m Tiefe seeabwärts strömte. Es wird auch auf die physikalischen und biologischen Auswirkungen und die Häufigkeit dieser Windstauströmungen hingewiesen, die in unseren Seen zweifellos vermehrte Beachtung verdienten.

d) Die Bedeutung der Strömungsmessungen

Aus der einschlägigen Literatur und aus den eigenen Beobachtungen geht hervor, dass der Untersuchung der Strömungsverhältnisse in einem See grosse Bedeutung zukommt.

Zunächst ist es vom praktisch-technischen Gesichtspunkt aus wichtig, das Verhalten und die Folgen dieser Ströme zu erkennen in bezug auf Versandung von Hafenanlagen, Verschmutzung und Abkühlung von Strandbädern, Gefährdung von Uferbauten und namentlich auch in bezug auf Beeinflussung von Wasserentnahmestellen für die Trinkwasserversorgung.

Ferner haben die Ströme eine eminente Bedeutung für die Fischerei. Vorerst dadurch, dass Fischernetze abgetrieben und in Unordnung gebracht werden können (siehe Bericht *Mercanton*, 1932) und dass Fischeier und Jungfische ohne beachtenswerte Eigenbewegung von den Laichstellen weg verbreitet werden können. Noch grösser ist die indirekte Wirkung, indem möglicherweise im Zentrum von Wasserwalzen eine Anreicherung von Nahrungsplankton erfolgt, was wiederum planktonfressende Tiere anzieht, oder umgekehrt, dass Fischschwärme auseinandergetrieben werden, wenn durch Stromwirbel ihre Nahrung zersprengt wird.

Im eingangs erwähnten Bericht der EAWAG (1947) wird die Vermutung ausgesprochen, dass der Rückgang der Felchenerträge im Jahre 1943 auf ein plötzliches Ereignis zurückzuführen sei, das die normalen Lebensvorgänge im See störte. « . . . Typische Lebensäusserungen der Felchen sind u. a. Schwarmbildung, Aufenthalt im ‚Schweb', Jagen und Fressen von Zooplankton. Die Felchen werden in der Regel immer an denselben Stellen gefangen, und zwar in der dichtesten Planktonschicht, die am meisten Futter enthält und ferner an den grossen Zugstrassen der Schwärme. Jeder Eingriff in das biologisch bedingte Verhalten der Felchen, sei es indem die Schwarmbildung gestört wird, oder dass durch Auflockerung der Futterschicht die Fische auseinandergetrieben werden, kann daher einen Rückgang der Fänge zur Folge haben. Im oligotrophen, O_2 reichen See ist der Fischfang mit den herkömmlichen Geräten aber besonders darauf angewiesen, dass die Fischschwärme zusammenbleiben. Beim Vergleich zwischen den Ausmassen der Netzfläche und denjenigen des den Fischen zur Verfügung stehenden Seeraumes wird dies ohne weiteres klar.»

Vielleicht würden dementsprechend in ein künftiges Untersuchungsprogramm die Erforschung der Energie-, Stabilitäts- und Strömungsverhältnisse mit einbezogen.

Endlich aber geht das Studium der Seeströmungen über technische und wirtschaftliche Zwecke hinaus und kann zum wissenschaftlichen Selbstzweck werden. Die Tatsache, dass eben Strömungen bestehen, weckt schon an und für sich das Interesse, nachzuforschen, unter welchen Bedingungen sie entstehen und welche Folgen sie haben.

In klassischer Weise bezeichnet *Forel* (1901, p. 238) jeden See als einen Mikrokosmos. Man kann Zusammenhänge aufdecken über das Zusammenspiel des Lebendigen und Leblosen in diesem einheitlich abgeschlossenen kleinen Teil der Hydrosphäre. Dadurch erhebt sich die Limnologie über eine reine Lokalbeschreibung und gibt Anlass, inmitten einer immer weitergreifenden Spezialisierung der naturwissenschaftlichen Disziplinen eine Synthese anzustreben und kann dadurch bescheiden mithelfen, «den ruhenden Pol in der Erscheinungen Flucht» zu suchen.

Die besprochenen Strömungsmessungen sind erste Versuche mit bescheidenen Hilfsmitteln. Wenn auch ihre Ergebnisse noch nicht als feststehend zu betrachten sind, so dürften sie doch einen Weg andeuten, ein dankbares Forschungsgebiet weiter zu verfolgen.

Brienzersee, Blick von Niederried seeabwärts gegen das Saxetental
(Photo Steinhauer, Ringgenberg)

Die Photographie *Brienzersee vom Brienzer Rothorn aus* und das Klischee *Bönigen* wurden vom Verkehrsverein Berner Oberland; die Klischees *Iseltwald* und *Brienzersee, Blick von Niederried gegen das Saxetental*, wurden vom Uferschutzverband Thuner- und Brienzersee in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt.

D. OPTISCHE VERHÄLTNISSE

I. Problemstellung, Messmethoden

Bekannterweise kommt der Sonnen- und Himmelsstrahlung die grösste Bedeutung in der Energiewirtschaft eines Sees zu (p. 53). Zudem steuert sie direkt oder indirekt auch alle biologischen Vorgänge. Es ist deshalb eine wichtige Aufgabe, zu untersuchen, welche Veränderungen die ins Wasser eindringenden Strahlen erfahren.

Die Frage, wie tief die Strahlen ins Innere der Wassermassen einzudringen vermögen, bis sie absorbiert und in eine andere Energieform, Wärme, übergeführt worden sind, führt uns auf das Problem der Sichttiefe oder Durchsichtigkeit (Transparenz).

Die Frage, welche Empfindungen die aus dem See austretenden Strahlen im menschlichen Auge hervorrufen, führt uns auf das Problem der Farbe des Sees.

Nach diesen beiden Gesichtspunkten möchten wir nachfolgend das optische Verhalten des Brienzersees betrachten; denn sie sind charakteristisch für den Typus eines stehenden Gewässers. Andere, allgemein optische Erscheinungen wie Reflexion, Refraktion, Dispersion und Polarisation finden eine eingehende Darstellung in den Werken von *Forel* (1901) und *Aufsess* (1905). Einen «Frontbericht» über den gegenwärtigen Stand der Strahlungsforschung, über die einzuschlagenden Methoden und die im Gebrauch stehenden Instrumente bringen *Sauberer & Ruttner* (1941), Prof. Sauberer als Physiker und Prof. Ruttner als Biologe. Ich stütze mich in den nachfolgenden Ausführungen zur Hauptsache auf dieses Werk, wo nebst vielen Tabellen auch ein reichhaltiges Literaturverzeichnis aufgeführt ist.

Die Sichttiefe oder Durchsichtigkeit (= Transparenz) wird nach der verbreitetsten Methode dadurch gemessen, dass eine kreisrunde, weiss emaillierte Scheibe von 30 cm Durchmesser, die Secchischeibe[1], an einer markierten Schnur in den See versenkt wird und man die Tiefe feststellt, in welcher sie den Blicken entschwindet. Die eigentliche Durchsichtigkeit entspräche dann dem doppelten Abstand von der Seeoberfläche zur Scheibe.

So einfach diese Messmethode ist, so sehr ist sie mit Mängeln behaftet. In einem durch Gletscherschlamm getrübten Gewässer, wie es der Brienzersee darstellt, kann es in der Tiefe, in welcher die Umrisse der Scheibe wegen der diffusen Zerstreuung der Strahlen verschwinden, noch sehr hell sein wie hinter einer Mattscheibe. Dagegen herrscht im klaren, aber dunkel gefärbten Braunwasser eines Moorsees dort, wo die Scheibe der Sicht entschwindet, nur noch eine geringe Gesamtintensität des Lichtes; denn die im Wasser gelösten Humusstoffe wirken stark absorbierend auf die eindringenden Lichtstrahlen. Ferner ist es für die Erforschung der Lebensbedingungen für die Planktonorganismen von grosser Wichtigkeit, neben der Intensität des Lichtes auch dessen spektrale Zusammensetzung zu kennen. Daraus folgt, dass die Bestimmung der Sichttiefe eines Sees wenig Aufschluss gibt über dessen tatsächliche Beleuchtungsverhältnisse. Dagegen lassen sich, eingedenk aller Unzulänglichkeiten, die Messungen mit der Secchischeibe exkursionsmässig leicht ausführen. Deshalb liegen Mess-Serien von sehr vielen Seen vor. Die Veränderung der Transparenz ein und desselben Sees liefert immerhin brauchbare Ergebnisse, um seinen Jahresrhythmus zu charakterisieren. Die Vergleichung der Transparenz verschiedener Seen kann ferner in der Seetypenlehre wertvolle Aufschlüsse geben. Folglich wird die Secchischeibe auch weiterhin ein wichtiges Instrument des Limnologen bleiben.

[1] So benannt nach Pater *Secchi*, der sie erstmals um 1850 im Mittelländischen Meer verwendet haben soll, obwohl sich schon frühere Forscher der Scheibenmethode bedienten.

Exakten Lichtmessungen unter Wasser stellen sich grosse methodische Schwierigkeiten entgegen. Immerhin verfügt man heute schon über gut durchgebildete Methoden, um Menge, Art und Verhalten der Strahlen im Wasser zu messen. Wir nennen kurz:

— *Kalorische Methoden* mit Hilfe von Thermometern, Thermoelementen, Bolometern.
— *Photoelektrische Methoden* mit Photozellen, Photowiderständen, Photoelementen.
— *Chemisch-photographische* Methoden, Graukeilmethode.
— *Biologische Methoden.* Aus der Kohlensäureassimilation wird auf die Lichtintensität geschlossen.

Insbesondere die Methode mit den lichtfiltrierenden Sperrschichtphotozellen scheint in Zukunft grosse Bedeutung zu erlangen. Bei Inangriffnahme meiner Arbeit waren jedoch noch keine Instrumente erhältlich, die eine einfache exkursionsmässige Untersuchung erlaubt hätten. Nach *Sauberer* (1941) und *v. Büren* (1942) dürfte künftighin die Feststellung des Strahlungsverhaltens für die limnologische Charakterisierung eines Gewässers ebenso unerlässlich sein wie jene der thermischen Schichtung.

II. Diskussion der Beobachtungen

1. Sichttiefe

Die Sichttiefenbestimmung wurde bei Anlass jeder Temperaturlotung vorgenommen. Man hatte darauf zu achten, dass die Scheibe im Bootsschatten versenkt wurde, damit die störenden Reflexionen an der Seeoberfläche nach Möglichkeit abgeblendet wurden. Viele Vergleichsmessungen bei verschiedenen Tageszeiten und bei unterschiedlicher Besonnung ergaben die merkwürdig erscheinende Tatsache, dass die Lichtstärke keinen Einfluss auf die Sichttiefe ausübt. Da es sich eben nicht um absolute Lichtmessungen handelt, sondern nur um Vergleichung von Helligkeitsunterschieden zwischen Scheibe und Wasser, bleiben diese unabhängig von der Beleuchtungsintensität. *(Aufsess* 1905, p. 42—44.)

Im grossen und ganzen betrachtet verläuft die Sichttiefenkurve konform mit der Wärmeinhaltskurve, d. h. mit Minimum im Winter und Maximum im Sommer. (Siehe Tafel IV; die senkrechten Striche, welche die Transparenz darstellen, entsprechen der Länge der Mess-Schnur, wenn die Scheibe den Blicken entschwand.) Die Trübung setzte gewöhnlich im April ein und steigerte sich bis anfangs August gewaltig. Der Einfluss des trüben Schneewassers und noch mehr des milchig trüben Gletscherwassers der beiden Hauptzuflüsse («Gletschermilch» sagt doch der Volksmund dem Abfluss eines Gletschers) ist unverkennbar.

Zur Zeit des Hochwasserstandes sind die Sichttiefen an verschiedenen Stellen des Sees nicht durchwegs gleich. Beobachtungen am 1. und 2. August 1947 auf der Längsachse des Sees ergaben: Höhe Ringgenberg 60 cm, Erschwanden 150 cm, Niederried 160 cm, Iseltwald 170 cm und Oberried 180 cm. Ferner wurde am 31. Juli 1948 gemessen: Höhe Ringgenberg, nahe N-Ufer 150 cm, nahe S-Ufer 130 cm, Iseltwald 150 cm bzw. 160 cm und Brienz 130 cm bzw. 180 cm.

Der Zusammenhang mit den vorherrschenden Einströmungsrichtungen der Hasliaare und Lütschine ist deutlich. (Siehe Strömungskarte, Tafel VIII b.) Zur Zeit der Gletscherschmelze nimmt also die Trübung von beiden See-Enden gegen die Mitte ab.

Im Juli und August 1947 konnte ich von der Schynigen Platte herab beobachten, wie das Kursschiff zwischen Ringgenberg und Bönigen längere Zeit nach der Durchfahrt noch einen schmutzig hellbraunen Streifen im grünen Wasser zurückliess, herrührend von aufgewirbeltem Gletscherschlamm, der sich zirka 1—2 m unter der Wasseroberfläche angereichert haben mochte. In den gleichen Monaten sprachen sich die Anwohner des Sees bei Iseltwald und Niederried dahin aus, dass sie den See noch nie so trübe gesehen hätten.

Aus dem erwähnten Bericht der *EAWAG* (1947) geht hervor, dass die Berufsfischer und der Fischereiaufseher nach Inbetriebnahme des Werkes Innertkirchen (1943) rasch eine vermehrte Trübung des Sees wahrnahmen, welche sich seither (d. h. bis Ende 1945) fast unverändert erhalten habe. Die Schwebnetze wiesen jeweilen einen dichten mineralischen Bestand auf. Nach *Eidg. Amt für Wasserwirtschaft* (1939, Nr. 33, p. 100) wurde die Schwebstoffführung der Aare in Brienzwiler im Winter nur mittels Stichproben bestimmt. Vor Inbetriebnahme des Grimselstausees war die Aare im Winter klar, da das Quellwasser das Gletscherwasser bei weitem über-

wog; heute wird sie durch das Wasser des Grimselsees im Winter ebenfalls getrübt; denn das Wasser des Grimselsees klärt sich auch zu dieser Jahreszeit nicht vollständig.

In den andern Jahreszeiten darf die Transparenz über den ganzen See als gleichmässig angesehen werden mit Ausschluss der nächsten Umgebung der Flussmündungen (*EAWAG*, 1947). Nach Gewitter- oder Landregenhochwasser sinken die Geschiebestoffe der Flüsse rascher ab als der Gletscherschlamm und dürften nach meinen Beobachtungen für die Trübung im offenen See nicht wesentlich in Betracht fallen.

Gewisse Unstetigkeiten im allgemein sinusförmigen Verlauf der Transparenzkurve mit Scheitelwerten im Dezember bis Februar und Juli bis August lassen noch auf andere Einflüsse als Gletscherschlammtrübung schliessen:

Temperatur (und damit Stabilität): Die grosse Durchsichtigkeit in den Monaten des Temperaturminimums und der Homothermie lässt vermuten, dass auch weniger die Höhe der jeweiligen Temperatur als vielmehr die Temperaturschichtung von Einfluss auf die Transparenz sein könnte.

Groll (1905) erwähnt die Untersuchungen von *Spring*, wonach in einer mit destilliertem Wasser gefüllten Röhre von 26, beziehungsweise 52 m Länge das Wasser blau und völlig durchsichtig war bei einheitlicher Temperatur. Wurden aber Temperaturunterschiede hervorgerufen, so wurde die Wassersäule undurchsichtig, bis nach mehreren Stunden ein Wärmeausgleich stattgefunden hatte. Begründet wird diese Erscheinung damit, dass Wasserteilchen von verschiedener Temperatur, also auch verschiedener Dichte, eine Dispersion der Lichtstrahlen verursachen.

Diese Feststellung scheint mir auch viele beobachtete Transparenzschwankungen zu erklären.

Beispiele: September 1945: Die Herbstabkühlungen bewirkten eine Durchmischung der bisher geschichteten obersten Wassermassen, d. h. die Herbstzirkulation begann. Im Mass, wie die Temperaturen der Oberfläche und die der 5-m-Schicht sich ausglichen, wie entsprechend auch die Stabilität abnahm, war eine verminderte Durchsichtigkeit zu beobachten als Folge der Konvektionsströme.

Am 17. Juni 1946 war die Stabilität gegenüber der vorderen Messung vom 8. Juni stark zurückgefallen (infolge einer vorausgegangenen Schlechtwetterperiode). Prompt reagierte auch die Transparenz mit einer Abnahme.

In Erstaunen setzte mich eine plötzliche Zunahme der Transparenz am 21. Juli 1948 auf 460 cm. Infolge des kühlen Wetters war die Zuführung von Gletscherwasser nicht so bedeutend wie im normalen Hochsommer. Seit dem 18. Juli war nun die Lufttemperatur gestiegen; die obersten Wassermassen waren stabil geschichtet, was die für diese Zeit aussergewöhnlich hohe Durchsichtigkeit verursachen mochte. Schon am 1. August war die Sichttiefe auf 150 cm zurückgegangen, obschon die Stabilität weiter angestiegen war. Das war nun wieder die Folge der seit Mitte Juli fortgeschrittenen Trübung durch Gletscherschlamm.

Die weitgehende Übereinstimmung zwischen Stabilität- und Transparenzkurve kann leicht auf Tafel IV an weiteren Beispielen verfolgt werden.

Niederschläge können die Transparenz insofern beeinflussen, als sie auch Anlass zu Konvektionsströmungen in den obersten Wasserschichten geben. Trübung durch Planktongehalt fällt auf dem Brienzersee gegenüber der mineralischen Trübung nicht in Betracht.

Über den Planktongehalt im Brienzersee sagt *Flück* (1926, p. 50) aus: «Überblicken wir das Bild, das uns die planktischen Verhältnisse des Brienzersees bieten, so tritt eine grosse Armut hervor, vor allem in der Populationsdichte . . . Jedenfalls ist der Brienzersee der am dünnsten bevölkerte aller Alpenrandseen.»

Einen interessanten Fall von Trübung beschreibt *Minder* (1943) in bezug auf den Zürichsee. Es handelt sich um die biogene Entkalkung, das heisst «. . . . die Ausfällung kristallinen Kalziumkarbonates zufolge Entzuges der zur Löslichhaltung nötigen freien ‚zugehörigen' Kohlensäure durch gesteigerten Stoffwechsel des Pflanzenplanktons.» Auch diese Erscheinung fehlt dem Brienzersee, wie sie übrigens auch vor wenigen Jahrzehnten noch dem Zürichsee fehlte. Wir verweisen hier nochmals auf die Messungen von Schlammabsatz bei Iseltwald durch *Epper* (1909—1911). Aus den chemischen Analysen geht nicht hervor, dass der prozentual geringe Anteil an $CaCO_3$ im Sommerhalbjahr grösser gewesen wäre als im Winterhalbjahr.

2. *Farbe*

Der Brienzersee übt auf den Beschauer einen eigenartigen Reiz aus. Etwas Ernstes, ja Unheimliches geht von ihm aus. Noch ist er bei der einheimischen Bevölkerung sagenumwoben (z. B. er sei bodenlos). Diesen fast mystischen Eindruck bewirkt er nicht nur wegen seiner einfachen, herben «Sachlichkeit», seinen wildromantischen Ufern und Gehängen, sondern vor allem wegen seiner Farbe.

Lassen wir den Dichter Hermann *Hiltbrunner* (1943) sprechen, wie er den Eindruck wiedergibt, wenn er vom Brünig her dem Berner Oberland zufährt: «Dort liegt der See selbst! Über sein mineralisches Grün ist Sonnensilber geworfen. Fehlt dieser versilbernde Glanz, dann nimmt der See die Farbe der Aare an, der wir nun bald entlangeilen: die Farbe leicht getrübten Aquamarins. Farben sind es, die kein einziger Schweizer See von ähnlicher Grösse und Höhenlage aufzuweisen hat.»

Wenn wir jetzt versuchen, die wahre Farbe zu beschreiben, unter welcher der Brienzersee dem Beobachter erscheint, so sei gleich vorweggenommen, dass wir uns nicht täuschen lassen dürfen durch die Reflexionserscheinungen an der Wasseroberfläche; kann doch eine «spiegelglatte» Wasserfläche aus dem blauen Himmel, den segelnden Wolken und den umliegenden Wäldern und Wiesen mannigfaltige Farbwirkungen hervorzaubern, und das dunkelste Moorwasser kann blau erscheinen, wenn sich der wolkenlose Himmel darin spiegelt.

Reflexion am Grunde des Gewässers kann wohl bei einem seichten Gewässer eine Scheinfarbe vortäuschen, fällt aber beim Brienzersee seiner morphologischen Gestalt wegen nicht in Betracht.

Wir dürfen uns ferner nicht täuschen lassen durch eventuelle physiologische Kontrastwirkungen; erscheint doch der See in ganz anderer Farbe, wenn ringsum alles mit Schnee bedeckt ist, als wenn sattgrüne Wiesen oder Wälder in den bunten Herbstfarben ihn umsäumen.

Abgesehen von diesen äussern Einflüssen ändert sich mit der Durchsichtigkeit auch die wahre Farbe des Sees.

Im Winter, zur Zeit der grössten Transparenz, ist diese ein Blau mit einem leichten grünlichen Einschlag. Mit zunehmender Trübung im Frühling wird der See mehr und mehr grün, und im Hochsommer hat er eine grau-grüne Farbe mit einem leuchtenden milchig-weisslichen Einschlag. Mit fortschreitender Herbstzirkulation, im Mass, wie die Schwebstoffe absinken und die Transparenz zunimmt, gewinnt der See die vorwiegend blaue Farbe zurück.

Dem Brienzersee gleicht, in bezug auf die Farbe, der 1000 m höher gelegene Oeschinensee.

Das Blau ist die Farbe des reinen Wassers in grösserer Mächtigkeit, als Folge des Zusammenwirkens von selektiver Absorption und Streuung. Dies kann als feststehende, durch viele Versuche bewiesene Tatsache gelten (*Bunsen, Tyndall, Spring* u. a.). Siehe Zusammenstellung von *Sauberer* (1941).[2] Wird nun der Gehalt an Suspensionen (Schwebepartikeln) grösser, so kehren die Lichtstrahlen schon aus geringerer Wassertiefe zurück; die Wirkung der Streuung wird herabgesetzt, und die langwelligen Strahlen werden nur unvollständig absorbiert. Dadurch wird die Verschiebung des Farbtons gegen das Grün bewirkt. Und wenn der Schlammgehalt noch grösser wird, so gelangen noch mehr gelbe und rote Strahlen ins Auge; die Mischfarbe über den ganzen Spektralbereich aber ist weiss.[3]

Sauberer (1941): «In der Natur tritt die Farbe der Gewässer erst durch deren Gehalt an Schwebstoffen deutlich in Erscheinung. Geringe Mengen *feinster* Suspensionen verändern das Blau des reinen Wassers kaum, da sie wohl die Absorption der kurzen Wellen etwas erhöhen, gleichzeitig aber in höherem Ausmass deren selektive Streuung, welche hiernach erfolgt. Von der Menge dieser Schwebstoffe hängt jedoch die Tiefe der Färbung ab. Ist die Menge gering, und die mittlere Tiefe, aus der das diffundierte Licht in das Auge des Beobachters gelangt, grösser, so wird die Färbung dementsprechend tiefer, satter sein, wie z. B. in den tropischen Meeren. Bei grösserer Schwebstoffmenge dagegen wird die Farbe weisslicher werden, aber entsprechend leuchtender und intensiver, wie bei vielen Alpenseen, an denen man beim Auftreten von Hochwassertrübungen häufig diesen auffallenden Effekt bei gleichzeitiger Abnahme der Sichttiefe beobachten kann.»

---

[2] Würde ein See tief genug sein und gar keine schwebenden Partikel enthalten, so müsste das Wasser bei senkrechtem Einblick schwarz erscheinen, weil alsdann alle Strahlen ausgelöscht würden. Solche reinen Seen gibt es aber in der Natur nicht. *Minder* (1943, p. 17).

[3] Von der Verwendung der *Forel-Ule*schen Farbenskala wurde abgesehen, da diese Methode, wenn auch verfeinert, immerhin von der Subjektivität des Beobachters abhängig ist. Beobachtungsergebnisse auf Grund dieser Farbenskala finden wir bei *Heuscher* (1901). Objektive Farbbestimmungsmethoden mittels eines Spektrophotometers sind für den exkursionsmässigen Gebrauch auch noch nicht in einfacher, zufriedenstellender Art entwickelt worden. *Halbfass* (1923), *Sauberer* (1941).

E. ZUSAMMENFASSUNG

Der Brienzersee liegt unter 46° 43' nördl. Breite und 7° 58' östl. Länge als Alpenrandsee der Nordabdachung im Berner Oberland, im Talzug der Aare. Geologisch liegt er in der Wildhorndecke zwischen Kreide im NW und Jura im SE. Die Lage im Innern eines Faltenbogens zwischen Interlaken im SW und Brünigpass im NE ist tektonisch bedingt. Bei einer Länge von 14 km, einer durchschnitlichen Breite von 2,12 km und einer mittleren Tiefe von 174 m beträgt das Volumen des Brienzersees 5,157 km^3. Im Verhältnis zur Oberfläche von 29,66 m^2 bei einem mittleren Wasserstand von 563,8 m ist die Wassermasse sehr gross. Der See ist dank des bedeutenden Wasserumsatzes gut durchflutet. Das Verhältnis des gesamten Einzugsgebietes von 1126 km^2 zur Seefläche beträgt 38 : 1. Die beiden Hauptzuflüsse, Hasli-Aare und Lütschine, sind Gewässer vom glazialen Typ mit Hochwasserstand im Juli und August. Von den Nebenbächen mit direktem Zufluss in den Brienzersee ist der Giessbach mit seinen malerischen Wasserfällen der bedeutendste. Die künstliche Regulierung der Hasli-Aare und des Brienzersee-Abflusses vermag das natürliche alpine Régime nicht wesentlich zu ändern.

Energieverhältnisse

Zunächst wurden verschiedene Methoden zur Bestimmung des Energiegehaltes besprochen, wobei besonders das graphische Verfahren nach *W. Schmidt* ausführlicher beschrieben wurde, da es zur Berechnung des Gehaltes sowohl an thermischer wie auch an mechanischer Energie diente.

Wärme-Energie

Sodann wurden die Ergebnisse der Temperaturlotungen kalorimetrisch ausgewertet.

Aus dem jahreszeitlichen Gang der Temperatur während der vier Jahreszyklen September 1945 bis September 1949 schälten sich folgende *gemeinsamen Züge* heraus: In bezug auf den jährlichen Temperaturverlauf zeigt der Brienzersee nur zwei ausgeprägte Perioden: Erwärmungshalbjahr März bis August und Abkühlungshalbjahr September bis Februar. Schwach ausgeprägte inverse Temperaturschichtung und als Folge davon eine Frühlingszirkulation kommt nur ausnahmsweise nach einem sehr strengen Winter vor. Eine feste Eisdecke bildet sich nie; ein leichtes nächtliches Überfrieren ist nicht ausgeschlossen, aber eine grosse Seltenheit. Der See wäre dem tropischen Typus nach *Forel* und *Supan* zuzuweisen. Der von *Ruttner* vorgeschlagene subtropische Typus für Seen, die immer direkt geschichtet sind, aber in bezug auf den jahreszeitlichen Temperaturverlauf mit grösseren Temperaturschwankungen doch mehr Ähnlichkeit mit dem temperierten Seetypus aufweisen, hat sich bis jetzt in der Limnologie nicht eingebürgert. Die Zuordnung zu diesem subtropischen Typ wäre für den Brienzersee zutreffender.

Die Sprungschicht begann sich in den Beobachtungsjahren 1945 bis 1949 während der Zeit von anfangs Mai bis Mitte Juni auszubilden, war am ausgeprägtesten Ende August bis Anfang September und wurde bis Mitte Dezember jeweilen wieder abgebaut. Sie war im warmen Sommer 1947 zwischen —25 und —35 m, im kühlen Sommer 1948 zwischen —30 und —40 m anzutreffen, wies aber nie einen so grossen Temperaturgradienten auf wie die temperierten Seen des Mittellandes. Stets war im Hochsommer auch eine Sprungschicht an der Oberfläche festzustellen, die aber leicht durch kurzfristige Schlechtwetterperioden zerstört werden konnte.

In der *horizontalen Wärmeverteilung* waren zwischen Nord- und Südseite des Sees, d. h. zwischen Sonn- und Schattenufer, keine grossen Differenzen zu beobachten. Dagegen ergaben sich zwischen dem oberen und unteren Seeteil oft bemerkenswerte Abweichungen, besonders im Hochsommer.

Vertikale Wärmeverteilung: Die täglichen Temperaturschwankungen machten sich nur bis —5 m deutlich bemerkbar. Innerhalb kürzerer Zeitabschnitte von 1 bis 2 Wochen zeigte sich das Verhältnis der Temperaturamplitude des Oberflächenwassers zu derjenigen der Lufttemperatur nahezu konstant. In bezug auf die jährliche Temperaturschwankung wurde in den verschiedenen Tiefenstufen eine Phasenverschiebung der Scheitelwerte von 0 Monaten in —1 bis —5 m, von 1 bis 2 Monaten in —10 bis —30 m, von 4 Monaten in —35 bis —150 m und von 6 Monaten unterhalb —150 m festgestellt. Die minimalen Temperaturen jedoch traten durchwegs Ende Februar, d. h. rund 1 Monat nach der minimalen Lufttemperatur, ein. Die durchschnittlichen jährlichen Temperaturamplituden in den verschiedenen Seetiefen nahmen stetig von der Oberfläche mit 13° bis zu —200 m mit 0,2° ab.

Die einfache Regel von *Simoney*, wonach die maximalen Lufttemperaturen des Sommers sowie die minimalen des Winters sich erst ein halbes Jahr später in den tiefen Wasserschichten auswirken, fand im Brienzersee ihre Bestätigung. Der starke Wärmeüberschuss des Oberflächenwassers im Dürresommer 1947 wurde schon in —5 m aufgefangen. Ein Überschuss des ganzen Wärmeinhaltes gegenüber dem Vorjahr stellte sich nicht ein. Der Einfluss des warmen Oberflächenwassers auf die tieferliegenden Wassermassen zeigte sich nicht vor dem Einsetzen der Herbstzirkulation, und erst vom Dezember an war die Temperatur in —200 m um 0,2° höher. Die Sommermonate 1948 waren dagegen ausserordentlich kühl und niederschlagsreich, also sonnenarm. Das Temperaturdefizit des Sees gegenüber dem Vorjahr machte sich aber nur bis durchschnittlich —10 m bemerkbar. In grösserer Tiefe herrschte ein beträchtlicher Kalorienüberschuss. Der gesamte Wärmeinhalt hatte bis Ende Sommer 1948 eine beachtenswerte Zunahme erfahren, dies nicht zuletzt deshalb, weil der vorangegangene Winter ausserordentlich mild war. All diese Erscheinungen können dem Zusammenwirken verschiedener Faktoren zugeschrieben werden: Es sind dies: morphometrische Verhältnisse, insbesondere die grosse Durchschnittstiefe, ferner die starke Durchflutung sowie vorangegangene Witterungsverhältnisse, wobei Einstrahlung, Winde und Lufttemperatur den Grad der Dichteschichtung bestimmen.

Wärmebilanz: Ein grosser Teil des Wärmeumsatzes, besonders des kurzfristigen, durch Strahlung und Leitung bedingten, konnte mangels genügender Beobachtungsmethoden nicht zahlenmässig erfasst worden. Der festgestellte jährliche Umsatz zwischen maximalem und minimalem Wärmeinhalt bewegte sich durchschnittlich zwischen 31,8 und 22,9 · 10^{12} Cal (Kalorien über 0° C gerechnet), betrug also nur rund 50% des nicht zu unterbietenden Grundgehaltes. Die Wärmeeinnahmen resultierten in erster Linie aus der positiven Strahlungsbilanz, ferner aus der direkten Wärmeleitung von der Luft an die Wasseroberfläche und aus der Wärmezufuhr durch die Zuflüsse und in geringem Mass aus den in Form von Regen gefallenen Niederschlägen. Die Wärmeausgaben setzten sich zusammen aus der negativen Strahlungsbilanz (kurz Ausstrahlung), aus der Wärmeleitung von der Wasseroberfläche an die Luft, aus dem Wärmeentzug durch Abfluss und schliesslich aus der verbrauchten Verdunstungswärme sowie aus der Schmelzwärme bei Schneefall.

Die eingehendere Wärmebilanz, die alle diese Posten berücksichtigt, wurde nur für den Jahreslauf September 1947 bis August 1948 aufgestellt. Nachfolgend die Hauptergebnisse:

Im Abkühlungshalbjahr September 1947 bis Februar 1948 wurden für die Verdunstung 71%, als Schmelzwärme 4%, für die Auftemperierung des Abflusswassers gegenüber dem aufgenommenen Wasser 25% verwendet. Diese verbrauchte Menge von 100% = 10,2 · 10^{12} Cal wurde zunächst gedeckt durch den Überschuss der Einstrahlung über die Ausstrahlung mit 37%; der Rest von 63% wurde den Rücklagen entnommen.

Im kältesten und strahlungsärmsten Monat Dezember wurde der gesamte interne Wärmeverbrauch einzig den Rücklagen entnommen mit 2 · 10^{12} Cal = 100%. Davon wurden für die Verdunstung mehr als die Hälfte, d. h. 58%, verwendet, 11% zum Schmelzen des gefallenen Schnees, ebenfalls 11% zur Auftemperierung des Abflusswassers, und 20% konnten an die Luft abgegeben werden.

In der Erwärmungsperiode März bis August gewann der See infolge der positiven Strahlungsbilanz 20,5 · 10^{12} Cal = 100%. Davon beanspruchte die Verdunstung 33%; für die Auftemperierung des Abflusswassers wurden 24% verwendet, und der Rest von 43% wurde als «Rücklage» im See aufgespeichert. Nur diese «Rücklage» kommt also in der Wärmeinhaltskurve als Wärmegewinn zum Ausdruck. Die grössten «Einlagen» konnten im Mai und Juli gemacht werden.

Mechanische Energie

Es wurde der Begriff Stabilität definiert als Arbeitsaufwand, der erforderlich ist, um eine bestehende Schichtung zu zerstören, d. h. um geschichtete Wassermassen so zu durchmischen, bis sie überall die gleiche mittlere Temperatur angenommen haben. Sie ist gleich der Arbeit, die aufgewendet werden muss zum Heben der ganzen Wassermasse um die Strecke, um welche der Schwerpunkt beim Durchmischungsvorgang gehoben wird. Nach dem Verfahren von *W. Schmidt* wurden für jede Termin-Temperaturlotung die Stabilitätswerte berechnet. Der Verlauf der Stabilitätskurve über alle 4 Jahreszyklen gleicht im grossen und ganzen dem Verlauf der Wärmeinhaltskurve. Während sie als Maximalwerte $50 \cdot 10^9$ mkg erreichen konnte (31. August 1948), sank sie im Winter auf 0 beim Zustand der Homothermie oder sogar bis $-0{,}5 \cdot 10^9$ mkg (4. März 1947) bei schwach inverser Schichtung.

Im Winter, wenn die Stabilitätskurve nahezu stationär auf der Null-Linie verlief, bildeten sich Änderungen des Wärmeinhalts kaum merklich auf der Stabilitätskurve ab. Sobald aber der See eine Durchschnittswärme von zirka 5,5 ° erreicht hatte, nahm die Stabilität hohe Werte an und variierte viel stärker und nicht immer im gleichen Sinn wie die Wärmeinhaltskurve. Es wurden nun die Disharmonien der beiden Kurven untersucht und mit den Witterungserscheinungen in Beziehung gebracht. Dabei zeigte sich, dass es vor allem der Windeinwirkung zuzuschreiben war, wenn die Wärme des Oberflächenwassers durch turbulente Ströme in die Tiefe gearbeitet wurde. So erklärt sich das Entstehen der Sprungschicht.

Allgemein gilt: Im sprunghaften Verlauf der Stabilitätskurve und in ihren Disharmonien mit der Wärmeinhaltskurve bildet sich das Ringen zwischen Windeinfluss einerseits, Lufttemperatur und Besonnung anderseits ab. Diese wirken darauf hin, die Stabilität zu erhöhen, jener aber verursacht eine Durchmischung der ungleich warmen Wassermassen und setzt dadurch die Stabilität herab.

Dem Limnologen gibt die Kenntnis der Stabilität Anhaltspunkte für den Widerstand, den eine bestehende Dichteschichtung der durchmischenden Kraft des Windes entgegenzusetzen vermag, und gibt dadurch ein Mass für die Absperrung der hypolimnischen Wassermassen mit all ihren Lebewesen vom Epilimnion. Die Stabilität gibt auch Anhaltspunkte, um die Möglichkeit des Auftretens von Strömungssystemen zu beurteilen. Sie erklärt die Entstehung der Sprungschicht und den Grad ihres Absinkens.

Strömungen

Windverhältnissse: Es wurden die Registrierungen von Windbeobachtungen an 3 in der Nähe des Brienzersees gelegenen Stationen analysiert und verglichen. Dabei zeigte sich, dass die Ablesungen der MZA-Station Interlaken-Unterseen als repräsentativ für die ganze Brienzerseemulde betrachtet werden können.

Überlandwinde treten ausschliesslich von W und SW oder von E auf. Aus SW kommt meistens der Gewitterwind, aus W sowohl die warmen atlantischen wie auch kalte kontinentale Winde («untere Bise»). Aus E weht einerseits die kalte kontinentale Bise (als Urner Bise oder «schwarze Bise»), anderseits auch der warme Föhn. Daneben treten *Lokalwinde* auf; Land- und Seewinde einerseits, Berg- und Talwinde anderseits überlagern sich, wobei den letzteren die grössere Bedeutung zukommt. Der bekannteste Lokalwind ist der «Mitternächtler», ein Fallwind von den Hängen des Brienzergrates.

Strömungsmessungen: Die Strömungen wurden dadurch gemessen, dass ein Strömungskörper mit grosser Oberfläche in die gewählte Seetiefe versenkt wurde, dort die Bewegung der ihn umgebenden Wassermassen mitmachte und senkrecht über sich einen Schwimmer nachzog, der zufolge seiner geringen Dimensionen und seiner Stromlinienform den Luft- und Wasserbewegungen an der Grenzfläche wenig Angriffsfläche bot. Der Schwimmer wurde von zwei Landstationen aus eingemessen. Die günstigste Verteilung der 5 Strömungsgeräte musste zuerst ausprobiert werden. Die systematischen Messungen beschränkten sich nur auf den untersten Teil des Sees.

Die beobachteten Strömungen konnten als eine Resultante aus Windeinfluss, Zufluss der Lütschine, Saugwirkung des Abflusses, Stabilität und Viskosität erkannt werden. Die Strömungsverhältnisse waren reichlich kompliziert. Die grösste Strömungsgeschwindigkeit wurde am 8. Juli

1949 in —5 m mit 140 m/h gemessen. Die grösste durchschnittliche Geschwindigkeit wurde in —15 m mit 81 m/h festgestellt. In —50 m und —100 m betrug die durchschnittliche Geschwindigkeit nur mehr 35, bzw. 30 m/h.

Der Vergleich der Strömungen mit der Wassertemperatur ergab, dass weniger die ungleichmässige Erwärmung in gleicher Seetiefe hydrostatische Ausgleichsströme von messbarer Stärke erzeugte, sondern dass vielmehr durch fremde dynamische Einflüsse, d. h. durch den Zustrom der Lütschine und durch Wind, diese Ströme und Temperaturschwankungen innerhalb der gleichen Tiefenstufe bewirkt wurden. Die hydrostatisch-thermisch bedingten turbulenten Konventionsströme konnten mit der angewandten Methode nicht metrisch erfasst werden.

Der Brienzersee darf in bezug auf Strömungen nicht als ein auf eine gewisse Strecke verbreitertes Teilstück der Aare mit stark verringertem, gleichmässigem Fluss betrachtet werden, sondern er weist sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung ein recht kompliziertes Strömungssystem auf, das durch die ausgeführten Versuche wohl nur zum kleinen Teil erforscht werden konnte. Zur Hauptsache ist das ganze Seebecken in eine grosse stehende Hauptwasserwalze einbezogen. Bei den grösseren Flussmündungen und bei markanteren Hindernissen treten Fliesswirbel und Nebenwalzen auf. Die stehende Hauptwalze dürfte das Ergebnis längerer gleichbleibender Wind- und Durchflutungsverhältnisse sein; ihrer Wirkung kann die gleichmässige horizontale Verteilung der Temperaturen und des Planktongehaltes zugeschrieben werden. Liegende Wasserwalzen, Sprungschichtneigung und Temperaturseiches dagegen dürften mehr auf kurze, heftige Windeinflüsse zurückgeführt werden.

Es wurde die Ansicht vertreten, dass die Erforschung der Stabilitäts- und Strömungsverhältnisse ihrer enormen Bedeutung wegen in Zukunft mehr als bisher in das Programm limnologischer Untersuchungen einbezogen werden dürften.

Optische Verhältnisse

Mit dem herkömmlichen Gerät der Secchischeibe wurde die Sichttiefe des Brienzersees bestimmt. Die Beschreibung der Farbe stützte sich nur auf allgemeine subjektive Wahrnehmungen. Es resultierte:

Der Brienzersee befolgt die allgemeine *Sichttiefenregel* der Alpenseen: Grosse Durchsichtigkeit im Winter, geringe im Sommer.

Die wechselnde Trübung ist vor allem auf den jeweiligen Gehalt an mineralischen Schwebstoffen (Gletscherschlamm) zurückzuführen. In geringerem Mass wird die Durchsichtigkeit auch durch Konvektionsströme in den obersten Wasserschichten beeinflusst. Dagegen bleiben biologische Vorgänge ohne Einfluss auf die Transparenz, da der Brienzersee arm an Plankton ist.

Die *Farbe* wechselt vom gedämpften Blau bei grösster Transparenz über Blaugrün zum leuchtenden Grün mit weisslichem Einschlag bei kleinster Durchsichtigkeit. Der Brienzersee gleicht damit dem Typus eines Hochgebirgssees, obschon er nur in 564 m Meereshöhe liegt.

SUMMARY

The Lake of Brienz lies at a latitude of 46° 43' North and a longitude of 7° 58' East. It is situated at the edge of the Alps on the northern slopes of the Bernese Oberland, in the valley of the River Aar. Geologically speaking, it lies in the Wildhorn overthrust between Cretaceous formations in the North-West and Jurassic formations in the South-East. The lake's position inside a folds arc between Interlaken to the South-West and the Brunig Pass to the North-East is tectonically conditioned. The Lake of Brienz is 14 km long, with an average width of 2.12 km and depth of 174 m, giving a volume of 5.157 cubic km. In comparison to its surface of 29.66 sq. km., altitude at the middle of 563.8 m, the water content is very large. The lake is adequately replenished, thanks to the substantial inflow and outflow of water. The ratio of the total collecting area of 1126 sq. km. to the surface area of the lake ist 38 : 1. Both the main incoming streams, the Hasli Aar and the Lütschine, are of the glacial type, reaching their highest level in July and August. The Giessbach, with its picturesque waterfalls, is the most important of the secondary streams that flow directly into the lake. The fact that the Hasli Aar and the outflow from the lake are artificially controlled does not appear to modify the natural Alpine régime to any considerable extent.

Temperature characteristics: From the yearly rise and fall of the temperature in the course of the four years (1945 to 1949) during which observations were made the following general features are apparent: As regards annual temperature variation, the Lake of Brienz only presents two well-defined periods, a half-yearly warming-up period from March to August, and a cooling-off period, also of half a year, from September to February. Weakly-marked inverse temperature stratification, with a resulting springtime circulation, only occurs exceptionally after very severe winters. The surface of the lake never freezes over solidly. The lake might be placed in the tropical class according to *Forel* and *Supan*, but its wide temperature variations set it nearer to the category of temperate lakes. The *discontinuity layer* starts to build itself up in the period between early May and mid July, is most market from the end of August to early September, and then falls away again until mid December. It ist found at a depth of about 30 m, but the temperature gradient ist never so market as in the case of the temperate lakes of the midlands. In midsummer a discontinuity layer can also be observed ad the surface, but this is liable to be broken up by short periods of bad weather.

Heat balance: The recorded annual variation between maximum and minimum heat content lies on an average between 31.8 and 22.9 · 10^{12} Cal (counting calories oder 0° C.). The heat intake is due in the first instance to absorption of radiant heat, further to the direct transfer of heat from the air to the surface of the lake, to heat provided by the inflowing streams and in a restricted degree to rainfall. The heat outflow is caused by radiation, by the transfer of heat from the surface to the air, by the loss of heat through outflow of water and lastly by the heat used up in evaporation and in melting snowflakes.

A detailed heat chart taking all these factors into consideration was only established for the year September 1947 to August 1948. It was found that in the six months' cooling-off period between September 1947 and February 1948 the lake's internal heat economy required 71 % for evaporation and 4 % for melting snow, while 25 % was used up in raising the temperature of the outflowing water with respect to the intake. This heat consumption of 100 % = 10.2 · 10^{12} Cal was covered to the extent of 37 % by the excess of absorption, the rest being withdrawn from the lake's heat reserves. During the warming-up period from March to August 1948, the lake gained 20.5 · 10^{12} Cal = 100 % through absorption. Of this amount, evaporation consumed 33 %, the warming of outflowing water 24 %, and the balance of 43 % was added to the lake's heat reserves. This "storing-up" alone could be measured as a heat gain of about 9 · 10^{12} calories.

Stability: The expression "stability" is defined as the amount of work required to destroy an existing stratification, i. e. to intermix masses of water divided into various thermal strata to such an extent that they all acquire the same average temperature. This ist equivalent to the work that must be applied to raise the entire mass of water to the extent to which the center of gravity is raised when mixing occurs. According to *W. Schmidt's* experiment, the stability factor was estimated for every fixed temperature measurement. The rise and fall of the stability curve throughout all the four yearly cycles is generally similar to that of the heat content curve. While it was able

to reach a maximum figure of $50 \cdot 10^9$ mkg on August 31, 1948, it sank during the winter to 0 under homothermal conditions or even to $-0.5 \cdot 10^9$ (on March 4, 1947) under inverse stratification conditions.

The following general observations could be made: The jumping progress of the stability curve and its disharmony with the heat content curve reflect the struggle between wind influence on the one hand, and air temperature and sunlight on the other. The latter have the effect of raising the stability, the former however causes a mixing of the water masses of various temperatures and thus lowers the stability. Knowledge of the stability provides the limnologist with points of reference for estimating the resistance that an existing close stratification may oppose to the mixing effect of the wind, and thus provides a standard for estimating the separation of the hypolimnic water masses, with their population of epilimnic organisms. The stability curve also provides a means of reference for judging the likelihood of the appearance of current systems. It explains the formation of the discontinuity layer and the degree to which it sinks.

Currents: The currents were measured in the following manner: A body with large surfaces was let down to the desired depth, where it followed the movement of the surrounding water masses, drawing along vertically above it a float which, owing to its small size and streamlined shape, offered little purchase to air and water currents at the surface. The float was followed and its position plotted by two land stations.

As regards currents, the Lake of Brienz must not be considered merely as a part of the River Aar which has become wider over a given stretch, with a much reduced, regular flow; on the contrary, it presents a complicated system of currents, both in the horizontal and the vertical sense, as a result of winds, affluents, outflow, stability and viscosity. The main fact is that the entire lake basin is subjected to a large and permanent rotation. Near large river mouths and marked impeding objects, eddies and secondary rotations occur. The main standing rotation is probably the result of longstanding steady wind and «trough» flow conditions. The regular horizontal distribution of temperature and plankton content can be ascribed to its influence. Superficial water rotations, discontinuity layer tendencies and standing ripples due to temperature changes on the other hand are more probably caused by short but strong wind phenomena.

Optical characteristics: The visual depth of the lake was determined with the customary Secchi disk. Description of the colour can only be based on general subjective appreciation. The Lake of Brienz follows the general behaviour of Alpine lakes as regards visual depth. In other words, the transparency is good in winter and poor in summer. The varying cloudiness is due principally to the amount of mineral matter (glacier sludge) present in suspension in the lake. To a limited extent, the transparency is also affected by convection currents in the upper strata. On the other hand, biological phenomena have no effect on the transparency, as the Lake of Brienz contains little plankton. The colour varies from a dull blue when transparency is best via blue-green to a brilliant green with withe flecks when the water is most opaque. The Lake of Brienz thus resembles a high-mountain lake, although it lies only 564 m above sea level.

LITERATURVERZEICHNIS

Angström A. — Über die Abkühlung der Wasseroberfläche durch Strahlung. Meteorologische Zeitschrift 1918.

Arbenz P. — Die vermeintliche Querverschiebung bei Interlaken. Mitt. Natf. Ges. Bern 1917.

Auerbach und Schmalz — Die Oberflächen- und Tiefenströme des Bodensees. Schriften des Vereins der Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung. 55. Heft. Lindau 1927.

Von Aufsess O. — Die physikalischen Eigenschaften der Seen. Braunschweig 1905.

Beck P. — Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, 1911.

Beck P. — Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Eclogae geol. Helv. 16, 2. 1921.

Brückner Ed. — Zur Thermik der Alpenseen und einiger Seen Nordeuropas. Geogr. Zeitschrift von Hettner 15, 6. 1909.

Von Büren G. — Der Moosseedorfsee. Neue Beiträge. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1942.

Buri E. — Am Brienzersee vor 150 Jahren. Interlaken 1929.

Bütler M. — Der Zugersee. Zuger Neujahrsblatt 1950.

Cadisch J. — Geologie der Schweizer Alpen. Zürich 1934.

Collet L. W. — Les lacs. Paris 1925.

Dienert und Guillerd — Summaries of reports and Communications. Intern. Association of Hydrology. Assembly Oslo 1948.

EAWAG. — Eidg. Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz. Bericht an die Forstdirektion des Kantons Bern über fischereibiol. und chem.-phys. Untersuchungen im Brienzersee. 1947. Nicht veröffentlicht.

Eidg. Amt für Wasserwirtschaft — Wasserverhältnisse der Schweiz. Aaregebiet von den Quellen bis zum Bielersee. (Ehem. Abtlg. für Landeshydrographie) Bern 1910.

Eidg. Amt für Wasserwirtschaft — Die Wasserkräfte der Schweiz. Mitt. Nr. 25, 1932.

Eidg. Amt für Wasserwirtschaft — Untersuchungen in der Natur über Bettbildung, Geschiebe- und Schwebstofführung. Mitt. Nr. 33, 1939 a.

Eidg. Amt für Wasserwirtschaft — Deltaaufnahmen. Mit Situationsplan 1:5000. Mitt. Nr. 34, 1939 b.

Eidg. Amt für Wasserwirtschaft — Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz, 1945—1949.

Emden R. — Zum Temperaturproblem der Seen. Helv. Phys. Acta, 13. Basel 1940.

Epper — Versuche über die Schlammablagerung im Brienzersee. Verhandlg. Schw. Natf. Ges., Lausanne 1909, Basel 1910, Solothurn 1911.

Flück H. — Beiträge zur Kenntnis des Phytoplanktons des Brienzersees. Aarau 1926.

Forel F. A. — La congélation des lacs Suisses et Savoyards. Genève 1880.

Forel F. A. — Handbuch der Seenkunde. Stuttgart 1901.

Forster A. — Die Temperatur fliessender Gewässer Mitteleuropas. Geogr. Abhandlg. von Penck, 5/4. Wien 1894.

Geiser K. — Brienzersee und Thunersee. Historisches und Rechtliches über den Abfluss. Publ. Schw. Wasserwirtschaftsverband. Bern 1914.

Gerber Ed. K. — Lage und Gliederung des Lauterbrunnentales und seine Fortsetzung bis zum Brienzersee. Mitt. Aarg. Natf. Ges. 12. Aarau 1945.

Groll M. — Der Oeschinensee. Bern 1905.

Gubelmann H. — Die Vorarbeiten der Wasserversorgung der Stadt Bern für ein Grundwasserwerk im Aaretal. Monatsbulletin Schw. Verein von Gas- und Wasserfachmännern. Zürich 1944.

Günzler-Seiffert H. — Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland. Basel 1924.

Günzler-Seiffert H. — Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. Eclogae geol. Helv. 34, 2. 1941.

Günzler-Seiffert H. — Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland. Eclogae geol. Helv. 36, 2, 1943.

Günzler-Seiffert H. — Über den Mechanismus einiger liegender Falten. Eclogae goel. Helv. 37, 2, 1944.

Gygax F. — Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Magliasina. Bellinzona 1948.

Halbfass W.	Die Thermik der Binnen-Seen und das Klima. Peterm. Geogr. Mitt. 10. Gotha 1905.
Halbfass W.	Die Seen der Erde. Peterm. Mitt. 40, 185. Gotha 1922.
Halbfass W.	Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde. Berlin 1923.
Heuscher J.	Thuner- und Brienzersee. Ihre biologischen und Fischerei-Verhältnisse. Pfäffikon 1901.
Hiltbrunner H.	Der Brienzersee. Referat. Thun 1943.
Von Hofsten N.	Zur Kenntnis der Tiefenfauna des Brienzer- und des Thunersees. Stuttgart 1911.
Hörnlimann J.	Ueber Seetiefenmessung. Schw. Bauzeitung 7, 1886.
Keller R.	Limnologische Untersuchungen im Hallwilersee. Aarau 1945.
Kleinschmidt E.	Beiträge zur Limnologie des Bodensees. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, 48. Heft. Lindau 1919.
Lütschg O.	Wasserstand und Wassertemperatur der Visp in Stalden bei Visp. Geografiska Annaler. Stockholm 1928.
Lütschg O.	Über die Verdunstungsgrösse freier Wasserflächen im Schweizer Hochgebirge. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 76, 2, 1946.
Lütschg O.	Beitrag zur Kenntnis des Wärmehaushaltes der obersten Bodenschicht der Schweizer Alpen. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 77, 2, 1947.
Maurer J.	Die Verdunstung auf den Seen am Nordfuss der Alpen während der grossen Hitze-Dürrezeit 1911. Meteorolog. Zeitschrift 1911.
Maurer J.	Über die Verdunstung auf einzelnen Seen am nordalpinen Fuss. Meteorolog. Zeitschrift 1913.
Maurer J.	Einige Ergebnisse aus den Temperaturlotungen (1904 bis 1912) im Zürich- und Walensee. Meteorolog. Zeitschrift 1917.
Maurer J. und Peppler W.	Verdunstung von freien Wasserflächen. Zeitschr. für angewandte Meteorologie 53. 1936.
Mercanton P. L.	Etude de la circulation des eaux du lac Léman. Mém. Soc. Vaud. des sc. nat. No 27. Vol. 1, 4. Lausanne 1932.
Mercanton P. L.	Marées du lac Léman. Bulletin de la Soc. Vaud. des sc. nat. Vol. 64, Nr. 271 und 274. Lausanne 1948 und 1949.
Minder L.	Der Zürichsee im Lichte der Seetypenlehre. Neujahrsblatt Naturf. Ges. Zürich 1943.
N. N.	Dampfschiffahrt auf dem Thuner- und Brienzersee. Aus: Die Industrielle und Kommerzielle Schweiz. (Ohne Angabe des Verfassers.) Zürich 1907.
Nöthiger J. R.-	Physisch-topographische Beschreibung des Brienzersees. Handschrift um 1780. Quartband Nr. 10 der Oek. Ges. des Kts. Bern. Stadtbibliothek Bern.
Nussbaum F.	Das Wasser des Festlandes. Klute, Handbuch der Geogr. Wissenschaften 1. Potsdam 1933.
Nussbaum F.	Berner Oberland, aus Geographie der Schweiz, Früh 3, St. Gallen 1938.
Onde H.	Le lac d'Annecy. Rev. de Géogr. Alpine. Grenoble 1944.
Penck A.	Friedrich Simoney, Leben und Wirken eines Alpenforschers. Geogr. Abhandlg. 6, 3. Wien 1898.
De Perrot S.	Sondages thérmométriques du lac de Neuchâtel. Bulletin Soc. Neuchâteloise des sc. nat. Tome 57. Neuchâtel 1932.
Richter E.	Seestudien. Geogr. Abhandlg. 6, 2. Wien 1898.
Rösle F.	Über die Temperatur fliessender Gewässer in den Ostalpen. Referat von Haeuser J. in Zeitschrift: Die Wasserwirtschaft, 26. Wien 1933.
Ruttner F.	Grundriss der Limnologie. Berlin 1940.
Sauberer und Ruttner	Die Strahlungsverhältnisse der Binnengewässer. Probleme der Kosmischen Physik 21. Leipzig 1941.
Schmidt W.	Über den Energiegehalt der Seen. Intern. Revue 6, Hydrogr. Supplement. Wien 1915.
Schmidt W.	Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Probleme der Kosmischen Physik 7. Hamburg 1925.
Schmidt W.	Über die Temperatur und Stabilitätsverhältnisse von Seen. Geografiska Annaler. Stockholm 1928.
Schneebeli W, Scherrer A. und Thomas E. A.	Winke für Seenuntersuchungen. Mitt. Eidg. Gesundheitsamt Bern, 40, 3, 4, 1949.
Schweiz. Meteorologische Zentralanstalt	a) Annalen 1945 bis 1949. b) Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen 1945 bis 1949.
Seeber H.	Beiträge zur Geologie der Faulhorngruppe. Westl. Teil. Bern 1911.
Slaucitajs L.	Ozeanographie des Rigaischen Meerbusens. Contr. of Baltic University 45. Pinneberg 1947.
Spillmann W. G.	Der natürliche Wasserhaushalt im oberen Aaregebiet. Zeitschrift: Wasserkraft und Wasserwirtschaft. München 1936.

Spreng H. — Uferschutz am Thuner- und Brienzersee. Olten 1937.

Spreng H. — Der Brienzersee. Berner Heimatbücher 30. Bern.

Städler M. — Untersuchungen über die hygienisch bedeutungsvollen Strömungsvorgänge im Zürichsee. Solothurn 1934.

Staub R. — Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Eclogae geol. Helv. 31, 2, 1938.

Steck Th. — Die Wassermassen des Thuner- und Brienzersees. — Die Denudation im Kandergebiet. Bern 1892.

Suchlandt O. und Schmassmann W. — Limnologische Beobachtungen an acht Hochgebirgsseen der Landschaft Davos. Aarau 1935.

Surbeck G. — Der Brienzlig des Brienzersees. Neue Beob. Fang- und Zuchtversuche. S. A. Schw. Fischereizeitung 1917.

Thienemann A. — Die Binnengewässer Mitteleuropas. Stuttgart 1926.

Thomas E. A. — Sprungschichtneigung im Zürichsee durch Sturm. Schw. Zeitschrift für Hydrologie, 40, 3 und 4, Basel 1949.

Traeber H. — Das Wasserregal über den Thuner- und Brienzersee bis zur Reformation. Bern 1946.

Uferschutzverband Thuner- und Brienzersee — Jahrbuch vom Thuner- und Brienzersee. Thun 1943 ff.

Volmar F. — Die Dampfschiffahrt auf dem Thuner- und Brienzersee. Thun 1940.

Wagner F. — Untersuchungen über den Geländeeinfluss auf die Windbeobachtungen im Bereich der Deutschen Bucht und des Norddeutschen Flachlandes. Deutsche Seewarte 49, 7. Hamburg 1931.

Wasmund E. — Die Strömungen im Bodensee, verglichen mit bisher in Binnenseen bekannten Strömungen. Intern. Revue der ges. Hydrobiologie, 18 und 19. Leipzig 1927/28.

Zeller R. — Brienzersee. Aus Geogr. Lexikon der Schweiz. 1902.

Karten

Topographische:

Eidg. Landestopographie — Originalkarte 1 : 25 000 mit Lotpunkten und 10-m-Isohypsen. Aufnahme 1898. Nicht veröffentlicht.

Eidg. Landestopographie — Topographischer Atlas der Schweiz 1 : 50 000, Blatt 391, Interlaken; Blatt 392, Brienz.

Eidg. Landestopographie — Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000, Blatt 254, Interlaken. 1938.

Geologische:

Beck P. — Geologische Karte der Gebirge nördlich Interlaken, 1 : 50 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 56 a, 1911.

Beck P. — Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen. Naturf. Ges. Thun 1926.

Günzler-Seiffert H. u. a. — Geologischer Atlas der Schweiz, 1 : 25 000. Blatt 395, Lauterbrunnen und 396, Grindelwald.

Michel F. L. — Geologische Karte und Profile des Brienzergrates, 1 : 50 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 95, 1922.

Niggli P. und de Quervain F. — Geotechnische Karte der Schweiz 1 : 200 000. Blatt 3. 1936.

Lebenslauf

Am 1. Mai 1912 wurde ich, Fritz Hofer, als Sohn des Primarlehrers Fritz Hofer und der Luise geb. Witschi, von Lauperswil, in Thörishaus geboren. Ich durchlief die Primarschule Thörishaus, die Sekundarschule Bümpliz, das Seminar Muristalden, Bern, und erwarb daselbst das Primarlehrerpatent. Von 1932 bis 1941 war ich als Lehrer an der Oberschule in Heimiswil tätig. Nach zweijährigem Studium erwarb ich das bernische Sekundarlehrerpatent mathematisch-naturwissenschaftlicher Richtung. Anfangs 1944 wurde ich an die Sekundarschule Wilderswil gewählt. Mein Weiterstudium neben der Lehrtätigkeit war den Fächern Geographie, Geologie und Physik gewidmet. Im Sommer 1945 begann ich mit den Messungen auf dem Brienzersee. Im Frühling 1949 trat ich in den Schuldienst der Stadt Bern und konnte unter Leitung von Herrn Professor Dr. F. Gygax die vorliegende Arbeit abschliessen.